

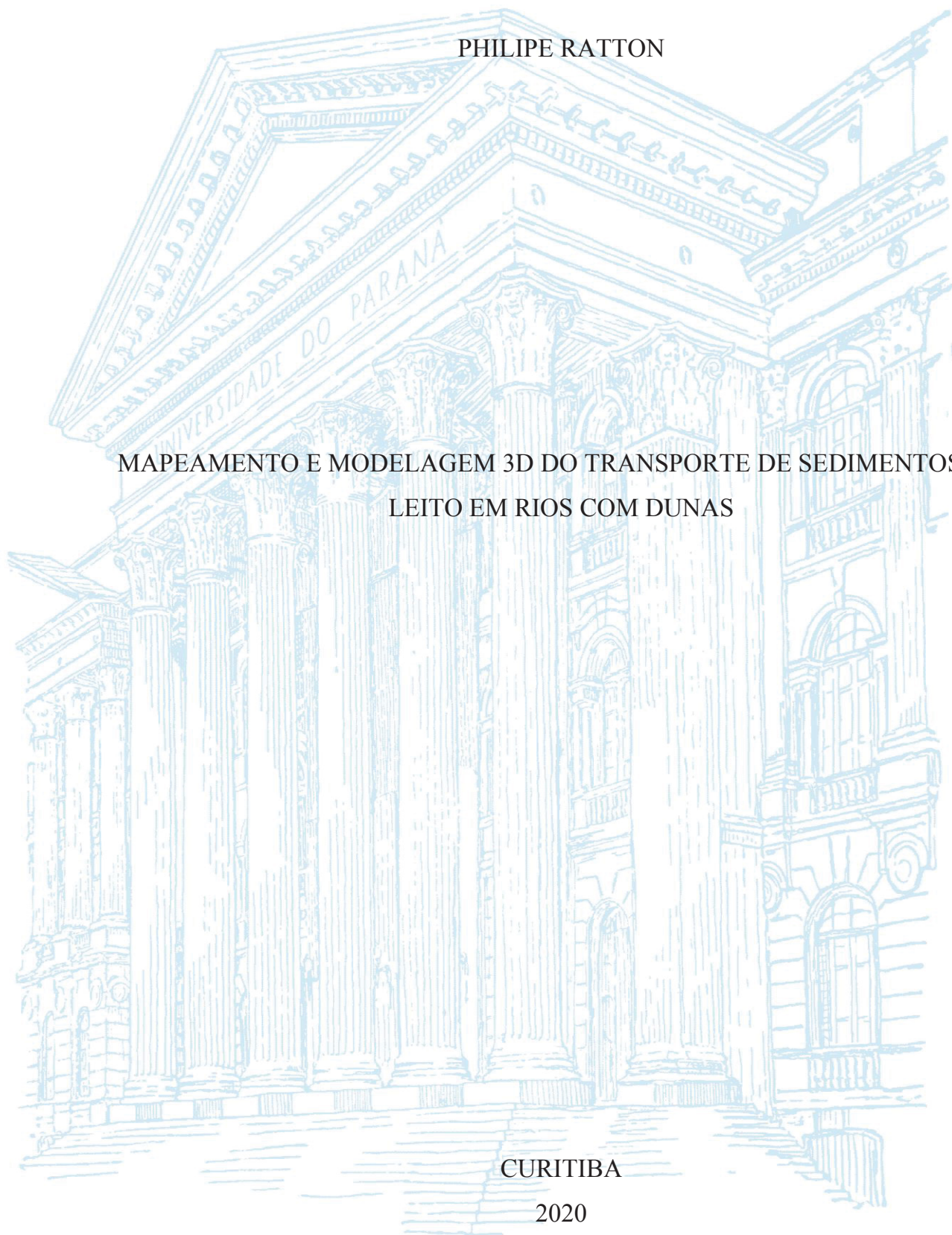
UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

PHILIPPE RATTON

MAPEAMENTO E MODELAGEM 3D DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DO  
LEITO EM RIOS COM DUNAS

CURITIBA

2020



PHILIPPE RATTON

MAPEAMENTO E MODELAGEM 3D DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DO  
LEITO EM RIOS COM DUNAS

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, do Setor de Tecnologia, da Universidade Federal do Paraná, como requisito para obtenção do título de Doutor em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Tobias Bernward Bleninger

CURITIBA

2020

CATALOGAÇÃO NA FONTE – SIBI/UFPR

---

R237m

Ratton, Philipe

Mapeamento e modelagem 3d do transporte de sedimentos do leito em rios com dunas [recurso eletrônico]/ Philipe Ratton. Curitiba, 2020.

Tese (Doutorado) - Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, do Setor de Tecnologia, da Universidade Federal do Paraná, como requisito para obtenção do título de Doutor em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Tobias Bernward Bleninger

1. Transporte de sedimento. 2. Rios. 3. Dunas. I. Bleninger, Tobias Bernward. II. Título.

CDD 551.303

---

Bibliotecária: Vilma Machado CRB9/1563

## TERMO DE APROVAÇÃO

Os membros da Banca Examinadora designada pelo Colegiado do Programa de Pós-Graduação em ENGENHARIA DE RECURSOS HÍDRICOS E AMBIENTAL da Universidade Federal do Paraná foram convocados para realizar a arguição da tese de Doutorado de **PHILIPPE RATTON** intitulada: **MAPEAMENTO E MODELAGEM 3D DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS DO LEITO EM RIOS COM DUNAS**, sob orientação do Prof. Dr. TOBIAS BERNWARD BLENINGER, que após terem inquirido o aluno e realizada a avaliação do trabalho, são de parecer pela sua APROVAÇÃO no rito de defesa.

A outorga do título de doutor está sujeita à homologação pelo colegiado, ao atendimento de todas as indicações e correções solicitadas pela banca e ao pleno atendimento das demandas regimentais do Programa de Pós-Graduação.

CURITIBA, 02 de Setembro de 2020.

Assinatura Eletrônica

04/09/2020 13:15:43.0

TOBIAS BERNWARD BLENINGER  
Presidente da Banca Examinadora

Assinatura Eletrônica

09/09/2020 09:13:56.0

CALVIN T. CREECH

Avaliador Externo ( )

Assinatura Eletrônica

11/09/2020 12:01:01.0

JOSÉ JUNJI OTA

Avaliador Interno (UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ)

Assinatura Eletrônica

09/09/2020 09:10:21.0

FABIO VERISSIMO GONÇALVES

Avaliador Externo (FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO  
GROSSO DO SUL)

Assinatura Eletrônica

15/09/2020 11:06:49.0

JOSÉ EDUARDO GONÇALVES

Avaliador Interno (INSTITUTO TECNOLÓGICO SIMEPAR)



## **AGRADECIMENTOS**

Ao Instituto Tecnológico de Transportes e Infraestrutura (ITTI), da Universidade Federal do Paraná (UFPR), por auxiliar no financiamento das campanhas de campo para coleta de dados e por proporcionar um ambiente de contínuo aprendizado e crescimento profissional.

À Universidade Federal do Mato Grosso do Sul, através do Professor Dr. Fábio Veríssimo Gonçalves, pelo convite para integrar o grupo que participa dos estudos sobre o Rio Taquari e pelo auxílio no financiamento das campanhas de campo.

Ao Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes (DNIT) e ao Ministério de Infraestrutura pelos investimentos em estudos, projetos e obras para melhorar as hidrovias do Brasil.

Ao meu orientador, Professor Dr. Tobias Bernward Bleninger, pelo aprendizado proporcionado durante o desenvolvimento desta tese e pelas sugestões e revisões realizadas no documento.

Aos colegas e amigos do ITTI, do PPGERHA, da UFPR e da UFMS, pelo auxílio durante as medições de campo no Rio Taquari e pelas contribuições no processamento dos dados e elaboração de manuscritos.

Aos docentes da UFPR, pelos ensinamentos durante as fases de graduação, mestrado e doutorado nesta instituição.

Aos laboratórios (LAMIR, LABEAM, LAQUA e HEROS) e respectivos laboratoristas, pela contribuição nas análises das amostras de sedimentos.

À minha família, pelo amor incondicional e pelo incentivo a estudar desde minha infância.

À minha namorada, pela paciência, compreensão, carinho e amor constante.

## RESUMO

Medir o transporte de sedimentos do leito em rios não é uma tarefa simples. Diversos métodos diretos e indiretos podem ser utilizados, normalmente com resultados divergentes. Neste trabalho, foram aplicadas diferentes metodologias para estimar a descarga sólida por arraste: 1) medições pontuais com a armadilha Helley-Smith; 2) medições pontuais de fundo móvel com ADCP (*Bottom Tracking*); 3) fórmulas empíricas de transporte por arraste (Meyer-Peter-Müller; Einstein; Einstein-Brown; Kalinske; Van Rijn); 4) método de integração da diferença de superfícies através do tempo (ISSDOTv2 modificado), que analisa o deslocamento das dunas; e 5) modelagem hidromorfológica com Delft3D. A área de estudo é um trecho de aproximadamente 1 km de extensão e 100 metros de largura do Rio Taquari, em Coxim-MS, onde o leito é constituído por areia e há presença de dunas. Durante os levantamentos de campo, em um período de águas altas, foram coletados simultaneamente dados de profundidades e velocidades do escoamento com um ADCP, em dois dias consecutivos. A partir disso, foi realizado o mapeamento hidromorfológico de toda a área de estudo. A sincronia e a alta resolução espaço-temporal das informações obtidas permitiu calibrar e validar o modelo computacional com mais assertividade, além de propiciar uma maior compreensão dos fenômenos hidromorfológicos locais. Os resultados de descarga sólida dos diferentes métodos ficaram dentro de um fator 2 em relação à média, com exceção de uma das medições com Helley-Smith, cujas incertezas associadas ao método de coleta foram discutidas. O modelo computacional demonstrou boa capacidade na representação de níveis de água, velocidades do escoamento, descargas sólidas do leito e taxas de erosão/deposição, com valores compatíveis com as medições. O uso de módulos adicionais do Delft3D como “*dune height predictor*” e “*trachytopes*” permitiu investigar e prever características geométricas das dunas e como elas contribuem para o aumento da resistência ao escoamento. As dimensões previstas foram coerentes com as resultantes de uma metodologia objetiva de discriminação e hierarquização baseada no uso de filtros *spline* robustos e transformadas contínuas de *wavelets*. Diante das alternativas de métodos de medição em campo, destaca-se, portanto, o ADCP como um método rápido e que permite coletar uma grande quantidade de dados com alta resolução e com integração espaço-temporal.

**Palavras-chave:** transporte de sedimentos; descarga sólida do leito; fundo móvel; *bedload*; formas do leito; dunas; ADCP; perfilador acústico de correntes por efeito Doppler; modelagem hidromorfológica; Delft3D; método ISSDOTv2 modificado.

## ABSTRACT

Measuring bedload sediment transport in rivers is not an easy task. There are several direct and indirect methods available, but usually with divergent results. In this work, different methodologies were applied to compute bedload: 1) Helley-Smith mechanical trap; 2) moving bed measurements with ADCP (Bottom Tracking); 3) empirical formulas (Meyer-Peter-Müller; Einstein; Einstein-Brown; Kalinske; Van Rijn); 4) ISSDOTv2 (Integrated Section Surface Difference Over Time version 2) modified method, based on dune tracking; and 5) hydromorphological computational modeling with Delft3D software. The study area is a stretch of approximately 1 km long and 100 meters wide of Taquari River, in Coxim-MS, Brazil. It is a sand-bed river and dunes are the predominant bed forms in the region. Field surveys were carried out on flood season. Water depth and flow velocity data were collected simultaneously with an ADCP, on two consecutive days, allowing the hydromorphological mapping of the study area. The synchrony and the high spatio-temporal resolution of collected data improved the computational model calibration and validation, with higher assertiveness, beyond providing a greater understanding of local hydromorphological phenomena. Bedload results of all methods had a discrepancy ratio between 0.5 and 2, except one Helley-Smith measurement, whose uncertainties associated with the methodology were discussed. The computational model showed good capacity to represent water levels, water discharges, bedload transport and erosion/deposition rates, producing consistent values in relation to the measurements. The use of additional Delft3D modules such as “dune height predictor” and “trachytopes” allowed investigating and predicting dunes geometric characteristics and their role in increasing flow resistance. The predicted dunes dimensions were consistent with the values resulting from an objective methodology based on robust spline filters and continuous wavelet transforms. Considering the available field measuring methods, the ADCP approach proved to be a fast method that allows the collection of a large amount of data with high resolution and good space-time integration.

**Keywords:** sediment transport; bedload; mobile-bed; bed forms; dunes; ADCP; acoustic Doppler current profiler; hydromorphological modelling; Delft3D; ISSDOTv2 modified method.

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Precipitação Média Mensal (mm/mês) de Longo de Termo (1966-2016). .....	56
Tabela 2 – Estatísticas das vazões médias de longo termo da estação fluviométrica de Coxim (66870000; 1966-2016). .....	59
Tabela 3 – Configurações das medições de ADCP. ....	78
Tabela 4 – Medições de vazão e cota do nível d'água nos rios Taquari e Coxim. ....	79
Tabela 5 – Medições de descarga sólida do leito com Helley-Smith na Seção P1. ....	85
Tabela 6 – Medições de descarga sólida do leito com ADCP-BT (fundo móvel) na Seção P1. ....	90
Tabela 7 – Parâmetros hidráulicos e sedimentológicos da seção transversal do Rio Taquari. ....	91
Tabela 8 – Resultados do Método ISSDOTv2 modificado (01/02/18 a 02/02/18). ....	101
Tabela 9 – Configuração do módulo hidrodinâmico FLOW do Delft3D. ....	102
Tabela 10 – Estatísticas dos níveis d'água – comparação entre simulações hidrodinâmicas e medição de 01/02/18. ....	105
Tabela 11 – Estatísticas das velocidades integradas na vertical – comparação entre simulações hidrodinâmicas e medição de 01/02/18. ....	108
Tabela 12 – Configuração das calibrações hidromorfológicas em regime permanente. ....	117
Tabela 13 – Parâmetros de calibração das simulações hidromorfológicas. ....	117
Tabela 14 – Estatísticas das velocidades integradas na vertical – comparação entre simulações hidromorfológicas não-permanentes e medição de 02/02/18. ....	135

## LISTA DE QUADROS

Quadro 1 – Métodos indiretos para estimar transporte de sedimentos por arraste. ....	32
Quadro 2 – Equipamentos utilizados nas campanhas de campo no Rio Taquari. ....	63
Quadro 3 – Laboratórios utilizados para análise dos dados coletados no Rio Taquari. ....	71
Quadro 4 – Métodos utilizados para quantificar a descarga sólida do leito. ....	72

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Amostradores utilizados na determinação da descarga sólida do leito. a) em formato de cesta; b) por diferença de pressão; c) em formato de caixa; d) em formato de rampa. .....	28
Figura 2 – Esquema da aplicação de ADCP-BT ( <i>Bottom Tracking</i> ) em medições estáticas para estimativa da descarga sólida do leito. ....	29
Figura 3 – Diagrama de Shields para movimento incipiente.....	31
Figura 4 – Esquema de uma duna para 2 instantes (L1 cinza e L2 preta). $Hd$ indica a altura da duna, $L$ o deslocamento em um período de tempo e $\lambda$ o comprimento da duna. ....	34
Figura 5 – Variação da tensão tangencial no leito com a velocidade do escoamento e as formas de fundo. ....	36
Figura 6 – Formas de leito em rios com escoamento permanente.....	37
Figura 7 – Termos usados para descrever formas do leito assimétricas (dunas e rugas). ....	38
Figura 8 – Rio Fuefuki, no Japão, com formas de fundo linguóides. Escoamento ocorre da direita para a esquerda. ....	38
Figura 9 – Definição de nível d'água, profundidade e profundidade total no sistema de modelagem Delft3D. ....	43
Figura 10 – Esquema da troca de sedimentos entre o leito e o escoamento.....	45
Figura 11 – Volume de controle morfológico e componentes da descarga sólida do leito. ....	49
Figura 12 – Área de Estudo, Rio Taquari, Coxim/MS (Pontos: P1 – Taquari Montante; P2 – Coxim; P3 – Taquari Jusante). ....	54
Figura 13 – Localização da BAP, identificando as regiões de Planalto (260.000 km <sup>2</sup> ), Pantanal (140.000 km <sup>2</sup> ) e Chaco (200.000 km <sup>2</sup> ). O ponto em vermelho representa a área de estudo.....	54
Figura 14 – Variabilidade Interanual da Precipitação (1966-2016). ....	56
Figura 15 – Variabilidade Sazonal da Precipitação (1966-2016).....	56
Figura 16 – Variabilidade espacial da precipitação média anual na porção brasileira da BAP. .....	57
Figura 17 – Médias de longo termo das vazões (m <sup>3</sup> /s) médias, máximas e mínimas mensais na estação fluviométrica de Coxim (66870000). ....	58
Figura 18 – Séries de vazões e cotas médias diárias em Coxim (66870000). ....	59
Figura 19 – Variabilidade interanual das vazões em m <sup>3</sup> /s em Coxim (66870000). ....	60

Figura 20 – Dados de descarga da estação fluviométrica de Coxim (66870000) no Rio Taquari.	61
Figura 21 – Seção Transversal do Rio Taquari na estação fluviométrica de Coxim (66870000).	61
Figura 22 – Medição com ADCP na seção transversal P1 (Taquari Montante).	64
Figura 23 – Equipamento ADCP. a) Sonda; B) PCM; C) GPS; D) Sonda, PCM e GPS montados em bóia; E) RTK.	64
Figura 24 – Equipamentos RTK.	64
Figura 25 – Amostrador de sedimento em suspensão modelo USD-49 (esquerda) e amostrador de sedimento do leito USBM-54 (direita).	65
Figura 26 – Armadilha de sedimentos modelo Helley-Smith (esquerda: 1ª campanha; direita: 2ª campanha).	66
Figura 27 – Localização das verticais de medição de descarga sólida do leito com Helley-Smith.	66
Figura 28 – Interface do software <i>HydroSurveyor</i> com os dados batimétricos coletados com ADCP (02/02/2018).	68
Figura 29 – Interface do software <i>HydroSurveyor</i> com os vetores de velocidades do escoamento (em vermelho) medidos com ADCP (02/02/2018).	68
Figura 30 – Esquema ilustrando o erro sistemático (perda de volumes) no Método ISSDOTv2.	74
Figura 31 – Grade e condições de contorno utilizadas na modelagem hidromorfológica no software Delft3D.	75
Figura 32 – Travessia realizada para medição de vazão na seção P1-TM em 01/02/2018 (janela do software QRev 3.35).	79
Figura 33 – Perfil transversal da seção P1 com os dados processados de velocidade do escoamento medidos com ADCP em 01/02/2018 (janela do software QRev 3.35).	80
Figura 34 – a) Localização das verticais de amostragem. b) Distribuição granulométrica dos sedimentos coletados com Helley-Smith, USBM-54 e USD-49 (suspensão).	80
Figura 35 – MDTs do dia 01/02/18 – altitudes do leito interpoladas na grade refinada.	81
Figura 36 – MDTs do dia 02/02/18 – altitudes do leito interpoladas na grade refinada.	82
Figura 37 – Diferença entre os MDTs: 02/02/18 – 01/02/18.	82
Figura 38 – Histograma das alturas de erosão (-) /deposição (+) (em metros) calculadas pela diferença entre os MDTs (02/02/18 – 01/02/18).	82



Figura 39 – Mapeamento das velocidades do escoamento com ADCP em uma extensão de aproximadamente 1 km do Rio Taquari a montante da confluência com o Rio Coxim (21/03/2017). .....	83
Figura 40 – Intensidade (magnitude) das velocidades medidas no dia 01/02/18 interpoladas na grade do Delft3D. ....	84
Figura 41 – Intensidade (magnitude) das velocidades medidas no dia 02/02/18 interpoladas na grade do Delft3D. ....	84
Figura 42 – Descargas sólidas do leito unitárias em cada vertical da seção P1 estimadas com armadilha Helley-Smith ( $qs_1$ em t/dia.m).....	85
Figura 43 – Descargas sólidas do leito unitárias medidas com armadilha Helley-Smith na segunda campanha ( $qs_1$ em t/dia.m) versus velocidades da água medidas com ADCP. ....	87
Figura 44 – Testes de fundo móvel realizados com ADCP em 31/01/2018 na seção transversal P1 (acima: V3; abaixo: V6).....	88
Figura 45 – Gráfico de dispersão das velocidades do fundo móvel ( $v_{FM}$ ) medidas por ADCP-BT versus velocidades da água.....	89
Figura 46 – Descargas sólidas do leito unitárias em cada vertical da seção P1 estimadas com ADCP-BT nas campanhas 1 e 2 ( $qs_1$ em t/dia.m).....	89
Figura 47 – Descargas sólidas do leito na seção transversal P1 estimadas por diferentes métodos.....	91
Figura 48 – Taxa de variação das descargas sólida do leito na seção transversal P1 estimadas com diferentes métodos e estágio de transporte nos 4 dias de medição.....	92
Figura 49 – Área onde foi aplicado o Método ISSDOTv2 modificado.....	94
Figura 50 – Acima: MDTs dos dias 01/02/18 e 02/02/18 na região de aplicação do Método ISSDOTv2 modificado. Abaixo: diferença entre os MDTs (02/02/18-01/02/18), mostrando áreas com erosão/deposição de sedimentos. ....	94
Figura 51 – Exemplos de perfis longitudinais do leito do Rio Taquari com dunas. ....	95
Figura 52 – Localização dos perfis longitudinais apresentados na Figura 51. ....	96
Figura 53 – Análise Wavelet. Fluxo da esquerda para a direita. (a) Perfil longitudinal do leito N=26 de 01/02/18; (b) distribuição espacial dos comprimentos das formas de fundo ( $\lambda$ ), contornos do espectro de potência de wavelet utilizando a função Morlet para um intervalo de confiança de 95% e cone de influência (linha azul tracejada) que delimita a área fora da qual os dados são considerados espúrios; (c) espectro global de potências wavelet para o perfil N=26, indicando as frequências de comprimento mais	

intensas (a linha tracejada vermelha representa o intervalo de confiança de 95%, ou seja, picos localizados à direita desta linha correspondem a comprimentos dentro do nível de confiança de 95%).	97
Figura 54 – Discriminação <i>wavelet-spline</i> do perfil longitudinal N=26 de 01/02/18, com alturas e comprimentos das 3 hierarquias, onde: h representa o sinal original, ou seja, as altitudes medidas do leito; $h_{1,3}$ é a primeira hierarquia (pequenas dunas); $h_{2,3}$ é a segunda hierarquia (dunas médias e grandes); e $h_{3,3}$ é a terceira hierarquia (baixios). Escoamento ocorre da esquerda para a direita.	98
Figura 55 – Distribuição espacial da hierarquia $h_{1,3}$ sobre o MDTS de 01/02/18.	98
Figura 56 – Distribuição espacial da hierarquia $h_{2,3}$ sobre o MDTS de 01/02/18.	99
Figura 57 – Distribuição espacial da hierarquia $h_{3,3}$ sobre o MDTS de 01/02/18.	99
Figura 58 – Análise Power Hovmöller do espectro de potências <i>wavelet</i> para duas bandas de comprimento da hierarquia $h_{2,3}$ (01/02/18): (acima) [1-11] m; (abaixo) [59-60] m. Os contornos apresentam a variância para um intervalo de confiança de 95%.	100
Figura 59 – Perfil longitudinal N=26 na região do rio utilizada para aplicação do Método ISSDOTv2 modificado.	101
Figura 60 – Variação espacial do coeficiente de Manning “n” na Calibração 2.	102
Figura 61 – Resultados de nível d’água: Medição (01/02/18), Calibração 1, Calibração 2 e diferenças entre as simulações e a medição.	104
Figura 62 – Níveis d’água (m) (Modelo x Medição). A linha sólida preta é a linha a 45° (ajuste perfeito); a linha tracejada vermelha é o ajuste dos dados por regressão linear.	105
Figura 63 – Resultados de nível d’água – Perfil Longitudinal N=15 (centro do rio).	106
Figura 64 – Resultados de velocidade do escoamento integrada na vertical: Medição (01/02/18), Calibração 1, Calibração 2 e diferenças entre as simulações e a medição.	107
Figura 65 – Velocidades médias integradas na vertical (m/s) (Modelo x Medição). A linha sólida preta é a linha a 45° (ajuste perfeito); a linha tracejada vermelha é o ajuste dos dados por regressão linear.	108
Figura 66 – Localização das seções transversais (XS) medidas em 01/02/18 e utilizadas para comparação com as simulações.	108
Figura 67 – Velocidades da água na seção transversal XS01 (medição com ADCP vs modelo).	109
Figura 68 – Velocidades da água na seção transversal XS02 (medição com ADCP vs modelo).	109

Figura 69 – Velocidades da água na seção transversal XS03 (medição com ADCP vs modelo).	110
Figura 70 – Velocidades da água na seção transversal XS04 (medição com ADCP vs modelo).	110
Figura 71 – Localização das seções longitudinais (XSlong) medidas em 01/02/18 e utilizadas para comparação com as simulações.	111
Figura 72 – Velocidades da água na seção longitudinal XS05long (ADCP vs modelo).	111
Figura 73 – Velocidades da água na seção longitudinal XS06long (ADCP vs modelo).	112
Figura 74 – Velocidades da água na seção longitudinal XS07long (ADCP vs modelo).	112
Figura 75 – Velocidades da água na seção longitudinal XS08long (ADCP vs modelo).	113
Figura 76 – Zoom da seção longitudinal XS07 no intervalo espacial [400m-550m], ilustrando velocidades do escoamento (magnitude e vetores) sobre uma duna (ADCP vs modelo).	113
Figura 77 – Velocidades da água integradas na vertical em diferentes seções transversais do domínio (Calibração 1, Calibração 2 e Medição – 01/02/18).	115
Figura 78 – Tensão tangencial no leito resultante das simulações hidrodinâmicas.	116
Figura 79 – Simulações com equações de VR, EH e MPM (sem Trachytopes): altitudes do leito após alterações morfológicas decorrentes das simulações em regime permanente com duração de 24 horas.	119
Figura 80 – Simulações com Trachytopes: altitudes do leito após alterações morfológicas decorrentes das simulações em regime permanente com duração de 24 horas.	120
Figura 81 – Medição e Simulações com equações de VR, EH e MPM (sem Trachytopes): alturas de erosão/deposição após 24 horas.	121
Figura 82 – Simulações com Trachytopes: alturas de erosão/deposição após 24 horas.	122
Figura 83 – Perfil longitudinal do leito (centro do rio) após simulações (24 hrs). A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.	122
Figura 84 – Perfil longitudinal do leito (centro do rio) após simulações (24 hrs) – intervalo $300m < x < 600m$ . A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.	123
Figura 85 – Variação temporal das descargas sólidas do leito e em suspensão na seção transversal P1 (Taquari Montante) durante as simulações hidromorfológicas em regime permanente.	123
Figura 86 – Variação temporal das vazões (Qlíq) e níveis d'água (NA) nas seções de entrada e de saída do domínio durante as simulações não-permanentes.	124

Figura 87 – Altitudes do leito após alterações morfológicas decorrentes das simulações em regime não-permanente com duração de 24 horas (01/02/18 a 02/02/18). .....	125
Figura 88 – Medição e simulações em regime não-permanente: alturas de erosão/deposição após 24 horas (01/02/18 a 02/02/18). .....	126
Figura 89 – Distribuição das alturas de erosão/deposição (m) após 24 horas de alterações morfológicas (01/02/18 a 02/02/18) ( $h$ = leito final – leito inicial).....	127
Figura 90 – Perfil longitudinal do leito N=15 (centro do rio) após simulações (24 hrs) – acima: perfil completo; abaixo: zoom no intervalo $300m < x < 600m$ . A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1. ....	128
Figura 91 – Variação temporal morfológica (deslocamento de dunas) ao longo de perfil longitudinal do leito N=15 (centro do rio). Resultados de 3 simulações: A) VR-Trt-vr07-NPerm; B) EH-Trt-vr84-NPerm; C) MPM-Trt-vr07-NPerm. A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.....	129
Figura 92 – Diferença entre a superfície final do fundo resultante das simulações e a batimetria realizada em 02/02/18.....	130
Figura 93 – Distribuição dos valores das diferenças entre a superfície final do fundo resultante das simulações e a batimetria realizada em 02/02/18 ( $diff$ = simulação – medição). .....	131
Figura 94 – Variação temporal da descarga sólida do leito na seção transversal P1 (Taquari Montante) durante as simulações hidromorfológicas em regime não-permanente (01/02/18 a 02/02/18). .....	132
Figura 95 – Resultados de velocidade do escoamento integrada na vertical: medição (02/02/18) e simulações não-permanentes. ....	133
Figura 96 – Velocidade do escoamento integrada na vertical: diferença entre simulação e medição (02/02/18).....	134
Figura 97 – Alturas de rugosidade das dunas ao final das simulações com Trachytopes em regime não-permanente. ....	136
Figura 98 – Variação temporal ( $t=1hr$ , $t=12hrs$ , $t=24hrs$ ) das alturas de rugosidades das dunas. À esquerda: simulação VR-Trt-vr84-NPerm. À direita: simulação VR-Trt-vr07-NPerm.....	137
Figura 99 – Variação temporal ( $t=1hr$ , $t=12hrs$ , $t=24hrs$ ) das alturas das dunas nas simulações com VR. Esquerda: simulação VR-NPerm. Centro: simulação VR-Trt-vr84-NPerm. Direita: simulação VR-Trt-vr07-NPerm.....	138

Figura 100 – Alturas de rugosidade combinada ao final das simulações com Trachytopes em regime não-permanente. ....	139
Figura 101 – Distribuição espacial dos valores de Manning “n” ao final das simulações não-permanentes com Trachytopes. ....	140
Figura 102 – Alturas das dunas ao final das simulações em regime não-permanente. ....	141
Figura 103 – Comprimentos das dunas ao final das simulações em regime não-permanente. ....	142
Figura 104 – Batimetria e velocidades do escoamento médias na vertical medidas com ADCP em 01/02/18 e 02/02/18. ....	143
Figura 105 – Velocidades do escoamento (integradas na vertical) medidas com ADCP em 01/02/18 plotadas diretamente sobre o leito do rio em 3D. Acima: todo o domínio. Abaixo: zoom de uma região com dunas. ....	144
Figura 106 – Dados espacializados provenientes das medições com ADCP em 02/02/18 (profundidades e velocidades médias na vertical) e resultados da aplicação da equação de transporte de Van Rijn (2007) (velocidades críticas para início do transporte e descargas sólidas do leito). ....	146
Figura 107 – Descarga sólidas do leito por unidade de largura ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ ) estimadas com equação de Van Rijn (2007) e velocidades médias na vertical ( $\text{m}/\text{s}$ ) medidas com ADCP na seção transversal P1-TM (correspondente à seção M=246 na grade refinada) nos dias 01/02/18 e 02/02/18. ....	147
Figura 108 – Representação esquemática do Método Trapezoidal de Integração. ....	147
Figura 109 – Descarga sólida do leito integrada na seção transversal P1-TM (correspondente à seção M=246 na grade refinada), utilizando o método trapezoidal. ....	148
Figura 110 – Descargas sólidas do leito integradas nas seções transversais da grade refinada (M=220 a M=400). ....	149

## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Descrição	Unidade
$\#dunas$	Quantidade de dunas no perfil longitudinal avaliado	[ ]
$\bar{c}_{eq}$	Concentração média de equilíbrio integrada na vertical	kg/m <sup>3</sup>
'	Apóstrofo que se refere à influência exclusiva dos grãos de sedimentos (desconsiderando as formas de fundo)	
$\Delta_{SED}^{(m,n)}$	Alteração na quantidade de sedimentos no leito na localidade $(m,n)$ da grade do Delft3D	kg/m <sup>2</sup>
$\Delta t_{bat}$	Intervalo de tempo entre levantamentos batimétricos longitudinais sucessivos	s
$\Delta x^{(m,n)}$	Largura da célula na direção $x$ em $(m,n)$ da grade do Delft3D	m
$\Delta y^{(m,n)}$	Largura da célula na direção $y$ em $(m,n)$ da grade do Delft3D	m
$A^{(m,n)}$	Área computacional da célula na localidade $(m,n)$ da grade do Delft3D	m <sup>2</sup>
$C_{g,90}$	Coefficiente de Chézy relativo aos grãos	m <sup>1/2</sup> /s
$D_*$	Diâmetro adimensional da partícula	[ ]
$D_H$	Coefficiente de difusão horizontal	m <sup>2</sup> /s
$D_V$	Coefficiente de difusão vertical	m <sup>2</sup> /s
$F_x$	Tensões de Reynolds na direção $x$ , ou forças devido aos fluxos turbulentos	m/s <sup>2</sup>
$F_y$	Tensões de Reynolds na direção $y$ , ou forças devido aos fluxos turbulentos	m/s <sup>2</sup>
$H_d$	Altura da duna	m
$L_d$	Comprimento da duna	m
$M_e$	Excesso de mobilidade dos sedimentos	[ ]
$M_x$	Contribuição devido a fontes externas de quantidade de movimento na direção $x$	m/s <sup>2</sup>
$M_y$	Contribuição devido a fontes externas de quantidade de movimento na direção $y$	m/s <sup>2</sup>
$P_E$	Potência do escoamento ou <i>stream power</i>	N/m.s
$P_x$	Gradiente de pressão hidrostática na direção $x$	Pa/m
$P_y$	Gradiente de pressão hidrostática na direção $y$	Pa/m
$Q_A$	Contribuição por unidade de área (no Delft3D), devido à precipitação, evaporação, recebimento ou retirada de água	m <sup>3</sup> /s.m <sup>2</sup>
$Q_{s1}$	Descarga sólida do leito total na seção transversal	kg/s ou m <sup>3</sup> /s
$Re_*$	Nº de Reynolds de corte da partícula	[ ]



Símbolo	Descrição	Unidade
$S_A$	Termo (no Delft3D) referente a fonte ou retirada de massa por unidade de área da superfície livre	kg/m <sup>2</sup> .s
$S_{b,uu}^{(m,n)}$	Vetor de descarga sólida do leito calculado na direção $u$ na localidade $(m,n)$ da grade do Delft3D	kg/s.m
$S_b$	Descarga sólida do leito devido a correntes e ondas	kg/s.m; m <sup>3</sup> /s.m
$S_{s,eq}$	Transporte de sedimentos em suspensão integrado na vertical para escoamento permanente e uniforme	kg/s.m; m <sup>3</sup> /s.m
$T_s$	Termo de adaptação da escala de tempo na equação de advecção-difusão	s <sup>-1</sup>
$\bar{U}$	Velocidade média na vertical na direção $x$	m/s
$U_{on}$	Velocidade orbital de pico próxima ao leito na direção de propagação da onda	m/s
$\bar{V}$	Velocidade média na vertical na direção $y$	m/s
$V_{erod}$	Volume erodido de sedimento entre perfis batimétricos longitudinais sucessivos	m <sup>3</sup>
$\bar{c}$	Concentração média de sedimentos integrada na vertical	kg/m <sup>3</sup>
$c_a$	Concentração de sedimentos na altura de referência ( $a$ )	kg/m <sup>3</sup>
$c_b$	Concentração de sedimentos na camada de fundo	kg/m <sup>3</sup>
$c_{kmx}$	Concentração de sedimentos no centro da camada $kmx$	kg/m <sup>3</sup>
$d_{50}$	Diâmetro mediano das partículas de sedimento	m
$d_{90}$	Diâmetro da partícula para o qual 90% dos sedimentos são mais finos	
$d_{gravel}$	Diâmetro equivalente a 2 mm	m
$d_{sand}$	Diâmetro equivalente a 62 µm	m
$d_{silt}$	Diâmetro equivalente a 32 µm	m
$f_{BED}$	Parâmetro de calibração do transporte de sedimentos do leito (também chamado BED)	[ ]
$f_{MORFAC}$	Fator de aceleração morfológica (no Delft3D)	[ ]
$f_{SUS}$	Parâmetro de calibração do transporte de sedimentos em suspensão (também chamado SUS)	[ ]
$f_{cs}$	Fator relacionado com o diâmetro dos sedimentos	[ ]
$f_{fs}$	Fator relacionado com o diâmetro dos sedimentos	[ ]
$k_{s,d}$	Altura de rugosidade relativa às dunas	m
$k_{s,mr}$	Altura de rugosidade relativa às mega-rugas	m
$k_{s,r}$	Altura de rugosidade relativa às rugas	m
$m_s$	Massa de sedimentos por unidade de área	kg/m <sup>2</sup>

Símbolo	Descrição	Unidade
$q_{s1}$	Descarga sólida do leito por unidade de largura	kg/s.m; m <sup>3</sup> /s.m
$q_{s1.corr}$	Descarga sólida do leito corrigida (no método ISSDOTv2)	kg/s.m
$\bar{u}$	Componente das velocidades em $x$ integradas na vertical	m/s
$u_*$	Velocidade de corte	m/s
$u'_*$	Velocidade de corte no fundo devido aos grãos de sedimento	m/s
$u_{*cr}$	Velocidade de corte crítica no fundo de acordo com Shields	m/s
$\bar{v}$	Componente das velocidades em $y$ integradas na vertical	m/s
$v_{FM}$	Velocidade média de deslocamento da camada ativa de sedimentos transportados junto ao leito	m/s
$v_R$	Magnitude da velocidade média na vertical devido a correntes, calculada a partir da velocidade próxima ao fundo	m/s
$v_{cr}$	Velocidade crítica média na vertical para início do transporte	m/s
$v_d$	Velocidade média de deslocamento das dunas	m/s
$v_{eff}$	Velocidade efetiva devido a correntes e ondas	m/s
$w_s$	Velocidade de sedimentação	m/s
$\Psi'$	Parâmetro de fluxo relativo aos grãos	[ ]
$\Psi_E$	Parâmetro de fluxo utilizado por Einstein (inverso de $\Psi'$ )	[ ]
$\alpha_F$	Fator de forma das dunas	[ ]
$\alpha_d$	Fator de calibração das dunas	[ ]
$\alpha_{mr}$	Fator de calibração das mega-rugas	[ ]
$\alpha_r$	Fator de calibração das rugas	[ ]
$\gamma_s$	Peso específico do sedimento	N/m <sup>3</sup>
$\delta_b$	Espessura da camada ativa de sedimentos que se deslocam junto ao leito	m
$\theta_{cr}$	Parâmetro de mobilidade crítica de Shields	[ ]
$\nu_V$	Coefficiente de viscosidade turbulenta vertical	m <sup>2</sup> /s
$\rho_0$	Massa específica da água	kg/m <sup>3</sup>
$\rho_s$	Massa específica das partículas de sedimento	kg/m <sup>3</sup>
$\tau_0$	Tensão tangencial no leito	N/m <sup>2</sup>
$\Delta W$	Largura de abrangência de cada perfil longitudinal	m
$\Delta t$	Intervalo de tempo	s
$h$	Profundidade total do escoamento (no Delft3D)	m
SusFac	Parâmetros de calibração da fração de sedimentos em suspensão, na equação de Engelund-Hansen	[ ]

Símbolo	Descrição	Unidade
TrtDt	Passo de tempo computacional para atualizar os coeficientes de rugosidade e de resistência baseados em <i>Trachytopes</i>	min
$\nu$	Viscosidade cinemática	m <sup>2</sup> /s
$C$	Coefficiente de rugosidade de Chézy	m <sup>1/2</sup> /s
$D$	Profundidade (no Delft3D) abaixo do nível de referência	m
<i>Deposição</i>	Taxa de deposição devido à sedimentação das partículas	kg/m <sup>2</sup> .s
<i>Erosão</i>	Taxa de erosão devido à difusão vertical	kg/m <sup>2</sup> .s
$Fr$	Número de Froude	[ ]
$I$	Declividade do perfil longitudinal da linha de água	m/m
$L$	Deslocamento da crista da duna em um intervalo de tempo	m
$M$	Mobilidade de sedimentos devido a correntes e ondas	[ ]
$P$	Pressão	Pa/m
$R$	Raio hidráulico	m
$T$	Tensão tangencial adimensional no fundo; ou excesso de tensão no leito; ou estágio de transporte	[ ]
$U$	Componente da velocidade na direção $x$ (no Delft3D)	m/s
$U$	Velocidade média do escoamento integrada na vertical	m/s
$V$	Componente da velocidade na direção $y$ (no Delft3D)	m/s
$a$	Altura de referência de Van Rijn	m
$c$	Concentração de sedimentos	kg/m <sup>3</sup>
$d$	Diâmetro da partícula de sedimento	mm
$f$	Parâmetro de Coriolis	s <sup>-1</sup>
$g$	Aceleração da gravidade	m/s <sup>2</sup>
$k$	Altura de rugosidade equivalente	m
$ks$	Coefficiente de rugosidade	m <sup>1/3</sup> .s <sup>-1</sup>
$n$	Coefficiente de rugosidade de Manning	s/m <sup>1/3</sup>
$p$	Porosidade da camada de sedimentos	[ ]
$s$	Densidade relativa do sedimento	[ ]
$v$	Velocidade do escoamento	m/s
$w$	Componente de velocidade vertical	m/s
$\psi$	Parâmetro de Shields ou parâmetro de fluxo	[ ]
$\alpha$	Coefficiente de calibração da equação de transporte de sedimentos	[ ]
$\gamma$	Peso específico da água	N/m <sup>3</sup>

Símbolo	Descrição	Unidade
$\varepsilon$	Parâmetro de calibração da equação de altura da duna	[ ]
$\zeta$	Nível da água (no Delft3D) acima do nível de referência	m
$\theta$	Parâmetro de mobilidade de Shields	[ ]
$\lambda$	Comprimento da duna	m
$\mu$	Fator de eficiência (chamado de <i>ripple factor</i> ) da equação de Meyer-Peter-Müller	[ ]
$\sigma$	Coordenada vertical no sistema curvilíneo utilizado (no Delft3D)	[ ]
$\psi$	Parâmetro de mobilidade	[ ]
$\phi$	Parâmetro de transporte	[ ]

## LISTA DE SIGLAS

SIGLA	Significado
ADCP	Perfilador de Correntes por Efeito Doppler ( <i>Acoustic Doppler Current Profiler</i> )
ADCP-BT	Método de medição da descarga sólida do leito através de testes de fundo móvel, utilizando o modo de operação <i>Bottom Tracking</i> do ADCP
ADCP-M9	Modelo de equipamento ADCP produzido pela empresa SonTek
ANA	Agência Nacional de Águas
APHA	<i>American Public Health Association</i>
BAP	Bacia do Alto Paraguai
BAT	Bacia do Alto Taquari
BT	Modo de operação <i>Bottom Tracking</i> do ADCP
CNT	Confederação Nacional do Transporte
CPRM	Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Serviço Geológico do Brasil
CSS	Concentração dos Sedimentos em Suspensão
Delft3D	Software de modelagem hidromorfológica desenvolvido pelo <i>WL Delft Hydraulics</i>
DNIT	Departamento Nacional de Infraestrutura de Transportes
DPE	Desvio-padrão dos erros
E	Método de Einstein
EA	Erro absoluto
EB	Método de Einstein-Brown
EH	Método de Engelund-Hansen
EM	Erro médio
ENU	Sistema de coordenadas do ADCP ( <i>East, North, Up</i> )
EQM	Erro quadrático médio
EVTEA	Estudo de Viabilidade Técnica, Econômica e Ambiental
FISP	<i>Federal Interagency Sedimentation Project</i>
FM	Fundo Móvel; referência aos testes realizados com ADCP para avaliar a presença de transporte de sedimentos por arraste
GGA	Mensagem NMEA-0183 selecionada na interface do software do ADCP-M9 que fornece o posicionamento horizontal e a velocidade da embarcação utilizando sinais de satélites
GNSS	Sistema Global de Navegação por Satélite ( <i>Global Navigation Satellite System</i> )
GPS	Sistema de posicionamento global ( <i>Global Positioning System</i> )
HDOP	<i>Horizontal Dilution of Precision</i>

<b>SIGLA</b>	<b>Significado</b>
HEROS	Laboratório de Hidrologia, Erosão e Sedimentos
HS	Armadilha de sedimentos Helley-Smith; ou referência ao método de estimativa da descarga sólida do leito com esse amostrador
ISSDOTv2	Método de Integração da Diferença de Superfícies Através do Tempo ( <i>Integrated Section Surface Difference Over Time</i> )
ITTI	Instituto Tecnológico de Transportes e Infraestrutura
K	Método de Kalinske
LABEAM	Laboratório de Engenharia Ambiental Francisco Borsari Netto
LAMIR	Laboratório de Análise de Minerais e Rochas
LAQUA	Laboratório de Qualidade Ambiental
MDTS	Modelo Digital do Terreno Submerso
MORHIS	Projeto de Monitoramento de Recursos Hídricos Superficiais da Bacia do Rio Taquari
MPM	Método de Meyer-Peter-Müeller
NMEA	Conjunto de especificações de dados para comunicação de dispositivos eletrônicos de navegação ( <i>National Marine Electronics Association</i> )
NPerm	Referência a regime não-permanente
P1-TM	Seção transversal “Taquari Montante”, onde foram realizadas medições de campo no Rio Taquari
PCM	Componente do ADCP ( <i>Power Communications Module</i> )
Perm	Referência a regime permanente
QuickIn	Ferramenta (sub-programa) do software Delft3D
QuickPlot	Ferramenta (sub-programa) do software Delft3D
R	Coeficiente de correlação
R <sup>2</sup>	Coeficiente de determinação
RMSE	Raiz quadrada do erro quadrático médio ( <i>root mean square error</i> )
RTCM	<i>Radio Technical Commission for Maritime Services</i>
RTK	Posicionamento Cinemático em Tempo-Real ( <i>Real Time Kinematic</i> )
Trt	Referência a simulações com <i>Trachytopes</i>
UFMS	Universidade Federal do Mato Grosso do Sul
UFPR	Universidade Federal do Paraná
USBM-54	Amostrador de sedimentos do leito
USD-49	Amostrador de sedimentos em suspensão
USGS	<i>United States Geological Survey</i>
VB	Feixe vertical do ADCP ( <i>Vertical Beam</i> )



<b>SIGLA</b>	<b>Significado</b>
VR	Método de Van Rijn
vr07	Referência à metodologia de cálculo das alturas de rugosidade das formas de fundo utilizando Van Rijn (2007)
vr84	Referência à metodologia de cálculo das alturas de rugosidade das formas de fundo utilizando Van Rijn (1984a)
VTG	Mensagem NMEA-0183 selecionada na interface do software do ADCP-M9 que fornece o posicionamento horizontal e a velocidade da embarcação utilizando sinais de satélites

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>24</b>
1.1	OBJETIVOS.....	25
1.2	ORGANIZAÇÃO.....	25
<b>2</b>	<b>TRANSPORTE DE SEDIMENTOS .....</b>	<b>26</b>
2.1	MÉTODOS DIRETOS PARA CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA DO LEITO .....	27
2.2	MÉTODOS INDIRETOS PARA CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA DO LEITO .....	31
2.3	FORMAS DO LEITO .....	35
2.3.1	Descrição .....	35
2.3.2	Quantificação.....	40
2.4	MODELAGEM HIDROMORFOLÓGICA .....	41
2.4.1	Módulo Hidrodinâmico .....	42
2.4.2	Módulo de Sedimentos .....	44
2.4.3	Módulo Morfológico .....	47
2.4.4	<i>Dune height predictor and Trachytopes</i> .....	49
2.5	ESTUDOS SIMILARES .....	50
<b>3</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>53</b>
3.1	REGIME PLUVIOMÉTRICO .....	55
3.2	REGIME FLUVIOMÉTRICO .....	58
3.3	CURVA-CHAVE E SEÇÕES TRANSVERSAIS.....	60
<b>4</b>	<b>MÉTODOS.....</b>	<b>62</b>
4.1	LEVANTAMENTOS DE CAMPO .....	62
4.1.1	Vazões .....	63
4.1.2	Sedimentos .....	65
4.1.3	Batimetrias e Campos de Velocidades .....	67
4.2	PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	69
4.2.1	Vazões .....	69
4.2.2	Sedimentos .....	70
4.2.3	Batimetrias e Campos de Velocidades .....	71
4.3	QUANTIFICAÇÃO E ANÁLISE DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS .....	72
4.4	MODELAGEM HIDROMORFOLÓGICA .....	75
<b>5</b>	<b>RESULTADOS.....</b>	<b>78</b>
5.1	MEDIÇÃO DE CAMPO .....	78
5.1.1	Vazões .....	78
5.1.2	Granulometria dos Sedimentos .....	80
5.1.3	Batimetrias e MDTs.....	81
5.1.4	Campos de Velocidades do Escoamento .....	83

5.2	HELLEY-SMITH.....	84
5.3	ADCP-BT (FUNDO MÓVEL) .....	87
5.4	EQUAÇÕES DE TRANSPORTE.....	90
5.5	DUNAS – ANÁLISE WAVELETS E MÉTODO ISSDOTV2 MODIFICADO.....	93
5.6	MODELAGEM HIDROMORFOLÓGICA .....	102
5.6.1	Calibração Hidrodinâmica.....	102
5.6.2	Calibração Hidromorfológica (permanente) .....	116
5.6.3	Validação Hidromorfológica (não-permanente) .....	123
5.6.4	Dunas.....	135
5.7	ANÁLISES ADICIONAIS .....	143
<b>6</b>	<b>CONCLUSÕES .....</b>	<b>150</b>
<b>7</b>	<b>PUBLICAÇÕES .....</b>	<b>156</b>
	<b>REFERÊNCIAS .....</b>	<b>157</b>
	<b>APÊNDICE .....</b>	<b>166</b>

## 1 INTRODUÇÃO

Importantes hidrovias brasileiras, como a Hidrovia Paraguai-Paraná, são caracterizadas como de leito móvel, isto é, apresentam transporte de sedimentos de fundo. Em função disso, são necessárias frequentes intervenções de dragagem para garantir as profundidades mínimas necessárias para a navegação e o transporte de cargas.

O conhecimento da dinâmica de transporte do material do leito é relevante para o gerenciamento de um corpo d'água. Este fenômeno influencia diretamente a elevação ou o rebaixamento do leito do rio (formação de bancos de areia), causando a alteração dos perfis de velocidades do escoamento e a capacidade de vazão da seção transversal. Para se conhecer as características dos sedimentos do fundo e o seu mecanismo de deslocamento, devem-se aplicar técnicas de amostragem (EDWARDS; GLYSSON, 1999; GAMARO; MALDONADO; CASTRO, 2014).

Atualmente, as medições de transporte de sedimentos são realizadas com baixas resoluções espacial (somente em alguns pontos da seção transversal) e temporal (frequência mensal ou inferior). Os métodos são laboriosos (exemplo: aplicação do amostrador Helley-Smith), exigem análises em laboratório e requerem dados complementares (velocidades do escoamento e batimetria).

Por outro lado, desde a década de 1980, novas técnicas usando métodos acústicos vem sendo desenvolvidas e aprimoradas. Entre elas, estão os hidrofones (para material de seixo e pedras) (RICKENMANN, 2017) e os perfiladores acústicos de efeito Doppler (ADCP, para materiais mais finos, tipo areia) (VILLARD; CHURCH; KOSTASCHUK, 2005), os quais permitem maiores resoluções temporais e espaciais na estimativa da descarga sólida.

Os métodos acústicos são empregados para medir a velocidade de deslocamento dos sedimentos no leito e para analisar variações morfológicas em curto prazo (movimentação de dunas). Contudo, a capacidade de aferição da velocidade aparente do fundo com ADCP depende da frequência do instrumento, do comprimento do pulso acústico utilizado e das propriedades específicas do local, como a composição do leito e a presença de formas de fundo (LATOSINSKI et al., 2017).

Nesse contexto, elenca-se como problema científico a existência de dificuldades para a medição e o processamento de dados de transporte de sedimentos do leito. A hipótese científica a ser testada neste trabalho é que medições com ADCP permitem quantificar o transporte de sedimentos com melhores resoluções espaciais e temporais, otimizando levantamentos de campo e melhorando as estimativas de descarga sólida do leito.

## 1.1 OBJETIVOS

Este trabalho possui dois objetivos:

1. Testar se medições com ADCP melhoram o entendimento e a estimativa da descarga sólida do leito em rios através do mapeamento 3D;
2. Avaliar se uma modelagem hidromorfológica calibrada com os dados medidos e mapeados é capaz de representar adequadamente os fenômenos observados em campo e prever com acurácia processos de erosão/deposição (alterações morfológicas) e formas do leito.

## 1.2 ORGANIZAÇÃO

O documento está organizado em sete capítulos, incluindo esta introdução. No capítulo 2 é apresentada a revisão de literatura, abordando métodos diretos e indiretos para cálculo da descarga sólida do leito, formas de fundo observadas em rios, modelos hidromorfológicos e estudos similares desenvolvidos por outros pesquisadores. O capítulo 3 descreve a área de estudo e suas características hidrometeorológicas. O capítulo 4 descreve a metodologia do trabalho, incluindo os levantamentos de campo, o processamento dos dados, os métodos empregados para quantificação da descarga sólida do leito e a modelagem hidromorfológica implementada no software Delft3D. O capítulo 5 apresenta os resultados, englobando os dados de campo pós-processados, as descargas sólidas calculadas por todos os métodos, os resultados da modelagem e análises adicionais. No capítulo 6 são apresentadas as conclusões do trabalho. No capítulo 7 são citadas as publicações produzidas durante o doutorado. Ao final estão listadas as referências bibliográficas e o apêndice contendo o manuscrito submetido para publicação no *Journal of Hydraulic Engineering*.

## 2 TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

A medição do transporte de sedimentos objetiva determinar a descarga sólida, ou seja, a quantidade de sedimentos que passa em uma seção transversal por unidade de tempo. Embora não exista uma separação clara entre os sedimentos do leito (arraste e saltação) e os sedimentos em suspensão (suspensão e dissolvida), costuma-se dividir a descarga sólida total em descarga sólida do leito, descarga sólida em suspensão e descarga sólida dissolvida. Esta separação é feita por estarem sujeitas a processos físicos de transporte diferentes. O transporte no leito geralmente é parametrizado com forças de atrito (tensão tangencial) atuando no fundo. O transporte em suspensão é parametrizado com a turbulência na coluna de água que mantém o material em suspensão. Frequentemente, as descargas em suspensão e dissolvida são tratadas em conjunto e a soma é designada como “sólidos totais em suspensão” (SANTOS et al., 2001).

Conhecer as características e a dinâmica do transporte de fundo em sistemas fluviais é fundamental na solução de problemas atrelados à navegação, instalação de portos, extração de areia, geração de energia, operação de reservatórios e abastecimento humano. Se por um lado os métodos de medição do transporte em suspensão estão mais consolidados, a medição da descarga sólida do leito ainda é uma tarefa difícil e em processo de investigação (MARTINS; STEVAUX, 2005).

A literatura menciona métodos desenvolvidos nas décadas de 1940 e 1950 para medição da descarga de fundo. Alguns estimam a quantidade de sedimentos transportados de maneira direta, através de levantamentos de campo. Outros o fazem de maneira indireta, através de fórmulas baseadas em parâmetros hidráulicos da seção transversal e características do material do leito.

Este capítulo está organizado em cinco blocos. O primeiro descreve os métodos diretos para estimativa da descarga sólida do leito, ou seja, dispositivos utilizados para medição. O segundo apresenta métodos indiretos e suas equações. O terceiro apresenta as formas do leito geradas pelo escoamento em diferentes regimes de transporte e uma metodologia para discriminação e hierarquização dessas formas. O quarto discorre sobre modelos hidromorfológicos utilizados em simulações computacionais. E o quinto apresenta estudos similares desenvolvidos na área hidrossedimentológica.



## 2.1 MÉTODOS DIRETOS PARA CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA DO LEITO

Uma das formas empregadas para estimar a descarga sólida por arraste consiste na utilização de armadilhas de captura de sedimentos (EINSTEIN, 1944). Dentre os principais tipos de amostradores, os mais comuns são as armadilhas coletoras, que se subdividem nos seguintes tipos: em formato de cesta, com abertura frontal e saca coletora (Figura 1a); por diferença de pressão, semelhante ao anterior, com abertura frontal e saca coletora (Figura 1b); em formato de caixa ou vala transversal à seção de coleta, a qual é enterrada no fundo do canal com abertura para cima (Figura 1c); e em formato de rampa através da qual o sedimento é conduzido para o recipiente de armazenamento (Figura 1d). Em todos estes casos, avalia-se o volume de material acumulado pelas armadilhas coletoras em função de um determinado período de tempo.

Outro exemplo de método direto consiste no uso de traçadores, os quais podem ser fluorescentes, radioativos, material marcado ou sintético, todos estes de fácil detecção. O uso desta técnica requer que o material marcado tenha características similares (diâmetro, peso específico, fator de forma das partículas) às do material do leito (MARTINS, 2004).

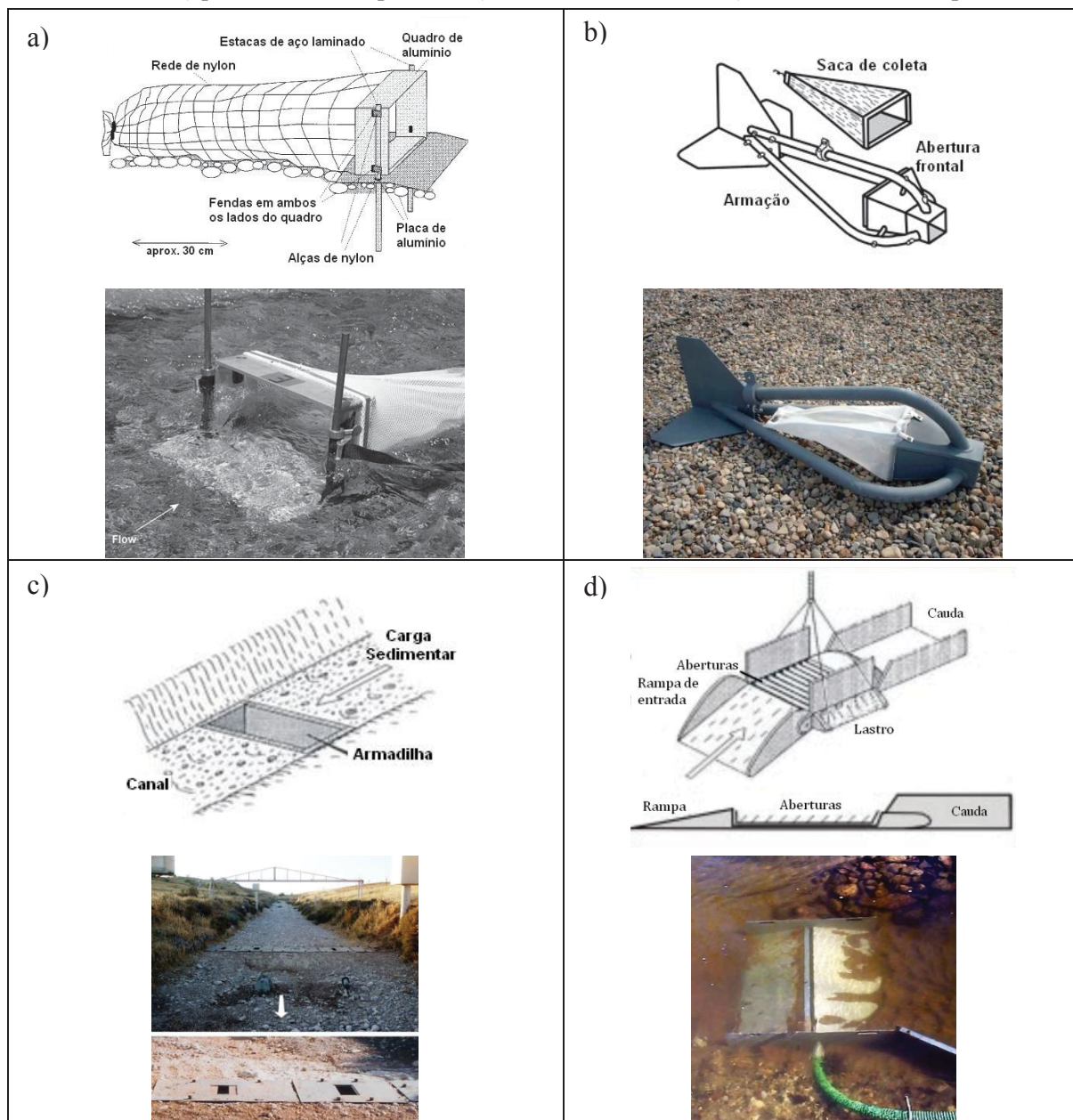
Os principais problemas das medições diretas de transporte de sedimentos decorrem tanto das dificuldades existentes na medição em si, quanto dos custos relacionados (GAMARO; MALDONADO; LIMA, 2011). As técnicas tradicionais de medição do transporte de fundo podem ser bastante imprecisas e produzir resultados com grandes incertezas, em função de aspectos como: a dificuldade de execução, a limitada abrangência espaço-temporal, a baixa eficiência do amostrador, a perturbação das condições naturais do leito e a representatividade do local de amostragem quando há presença de dunas (LATOSINSKI et al., 2017; RENNIE; MILLAR, 2004).

Em grandes rios, os amostradores são utilizados suspensos por cabos, tornando os resultados altamente variáveis no espaço e no tempo (GRAY; LARONNE; MARR, 2010). Embora esta variabilidade indique flutuações reais do processo de transporte, a amostragem está sujeita a substanciais erros operativos, especialmente sob distintas condições de campo (GAEUMAN; JACOBSON, 2007). Além disso, os resultados obtidos por diferentes métodos e equipamentos apresentam discrepância entre si (BUNTE et al., 2004; CLAUDE et al., 2012; RACHLEWICZ et al., 2017).

Avanços tecnológicos para quantificar as descargas sólidas de fundo são promissores no sentido de substituir métodos de amostragem tradicionais (GRAY; LARONNE; MARR, 2010). As técnicas mais desenvolvidas são o método acústico Doppler para areias e uso de

geofone para cascalho.

Figura 1 – Amostradores utilizados na determinação da descarga sólida do leito. a) em formato de cesta; b) por diferença de pressão; c) em formato de caixa; d) em formato de rampa.



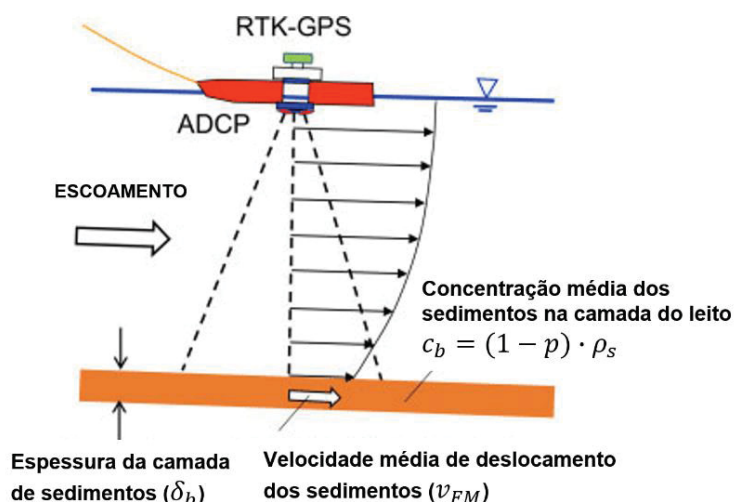
Fonte: Adaptações de a) BUNTE et al. (2004); BUNTE; ABT (2005); b) RÜTHER (2013); c) MARTINS (2004); REID et al. (2010); d) MARTINS (2004); HOSKIN SCIENTIFIC (2019).

As primeiras aplicações de medidores acústicos Doppler, na década de 1980, tiveram como objetivo a medição de vazões em rios, apresentando-se como uma alternativa inovadora e de melhor desempenho que as técnicas convencionais, como o uso de molinetes. Além de viabilizarem a coleta de uma maior quantidade de dados em menor tempo e em toda a seção transversal, possuem vantagens em relação à segurança, pois dispensam a utilização de cabos de aço e de lastros, permitindo o pronto deslocamento da embarcação.

Com o avanço tecnológico, diversos autores desenvolveram estudos sobre o uso de dispositivos Doppler na área sedimentológica, seja para o cálculo de sedimentos em suspensão (FILIZOLA; GUYOT, 2004; GARTNER, 2002; REICHEL; NACHTNEBEL, 1994; SZUPIANY et al., 2016) ou da descarga sólida de fundo (GAEUMAN; JACOBSON, 2007; LATOSINSKI et al., 2017; RENNIE; MILLAR, 2007; RENNIE; MILLAR; CHURCH, 2002; YOROZUYA et al., 2010). O ADCP permite a coleta de informações instantâneas e simultâneas (velocidade da água, batimetria, turbulência e sedimentos), apresentando assim um diferencial em comparação com as técnicas convencionais (exemplos: perfil vertical de velocidades com molinetes e concentração de sedimentos integrada na vertical com amostradores).

A aplicação do ADCP para estimar a descarga sólida do leito baseia-se na realização de testes de fundo móvel (VILLARD; CHURCH; KOSTASCHUK, 2005). O equipamento é mantido estático na vertical de interesse e utiliza um modo de operação denominado *Bottom Tracking* para calcular a velocidade aparente da embarcação ( $v_a$ ), a qual é considerada equivalente à velocidade média de deslocamento das partículas de sedimento de fundo ( $v_{FM}$ ) (RENNIE; MILLAR; CHURCH, 2002). Por esse motivo, esta técnica de medição é doravante denominada ADCP-BT (Figura 2).

Figura 2 – Esquema da aplicação de ADCP-BT (*Bottom Tracking*) em medições estáticas para estimativa da descarga sólida do leito.



Fonte: Adaptado de OKADA et al. (2017).

O *Bottom Tracking* (BT) é um dos modos de estimar a velocidade da embarcação (onde está acoplado o equipamento), através da emissão de pulsos acústicos que refletem no leito e são lidos novamente pelo equipamento. Quando o equipamento está parado em um ponto de interesse (velocidade nula) e há fundo móvel, o modo *Bottom Tracking* informa velocidades

de deslocamento para montante que são na realidade induzidas pelas partículas de sedimento transportadas junto ao leito. A partir dessas velocidades, da espessura da camada de transporte e da concentração de sedimentos nesta camada, é possível estimar a descarga sólida por unidade de largura ( $q_{s1}$ ) através da equação (1) (VILLARD; CHURCH; KOSTASCHUK, 2005).

$$q_{s1} = v_{FM} \cdot \delta_b \cdot c_b \quad (1)$$

$$c_b = (1 - p) \cdot \rho_s \quad (2)$$

Onde:  $q_{s1}$  é a descarga sólida do leito por unidade de largura (kg/s.m);  $v_{FM}$  é a velocidade média de deslocamento (m/s) da camada ativa de sedimentos transportados junto ao leito, considerada equivalente ao resultado da medição estática de fundo móvel com ADCP;  $\delta_b$  é a espessura da camada ativa de sedimentos que se deslocam junto ao leito (m);  $c_b$  é a concentração de sedimentos na camada de fundo (kg/m<sup>3</sup>), a qual muitas vezes é aproximada pela equação (2) (LATOSINSKI et al., 2017);  $p$  é a porosidade da camada de sedimentos (faixa de valor usual para areia:  $p = 0,35$  a  $0,40$  [adimensional]); e  $\rho_s$  é a massa específica das partículas de sedimento (para areia:  $\rho_s = 2.650$  kg/m<sup>3</sup>).

Nas condições de altas velocidades do escoamento e grandes profundidades, as amostragens de sedimento de fundo com métodos convencionais tornam-se difíceis e perigosas. Deste modo, a possibilidade de aplicar o método Doppler para medições simultâneas de descarga sólida de fundo e de vazão racionaliza orçamentos, resulta em uma maior amostragem e com uma maior frequência (GAMARO; MALDONADO; CASTRO, 2014). Outra vantagem substancial desta tecnologia é a sincronia na obtenção instantânea de dados batimétricos e de perfis de velocidades, possibilitando análises estatísticas dos dados e cálculo do transporte de sedimentos através de informações espacializadas (enquanto Shields e outros autores usam valores médios).

Quando se trata da amostragem de sedimentos em suspensão, há diversos métodos com diferentes equipamentos. Os métodos mais comuns são a amostragem pontual e por integração vertical, usando amostradores como o USD-49 ou similares (DAVIS, 2005; FISP, 1965). O uso de medidores acústicos (ADCP) também vem ocorrendo desde a década de 1980. O equipamento transmite pulsos acústicos através da água que são refletidos pelas partículas em suspensão e a intensidade do sinal de retorno é correlacionada com a concentração de sedimentos suspensos, permitindo obter um perfil vertical da concentração (SANTOS et al., 2001). Ao se integrar a concentração na seção transversal com os dados de velocidades e vazão, estima-se a descarga sólida em suspensão.

## 2.2 MÉTODOS INDIRETOS PARA CÁLCULO DA DESCARGA SÓLIDA DO LEITO

Outra forma comum de estimativa da descarga sólida do leito é através de fórmulas empíricas, determinísticas ou estocásticas. Essas metodologias associam a magnitude do transporte de sedimentos a parâmetros como tensão de cisalhamento, potência do escoamento e turbulência (MARTINS; STEVAUX, 2005).

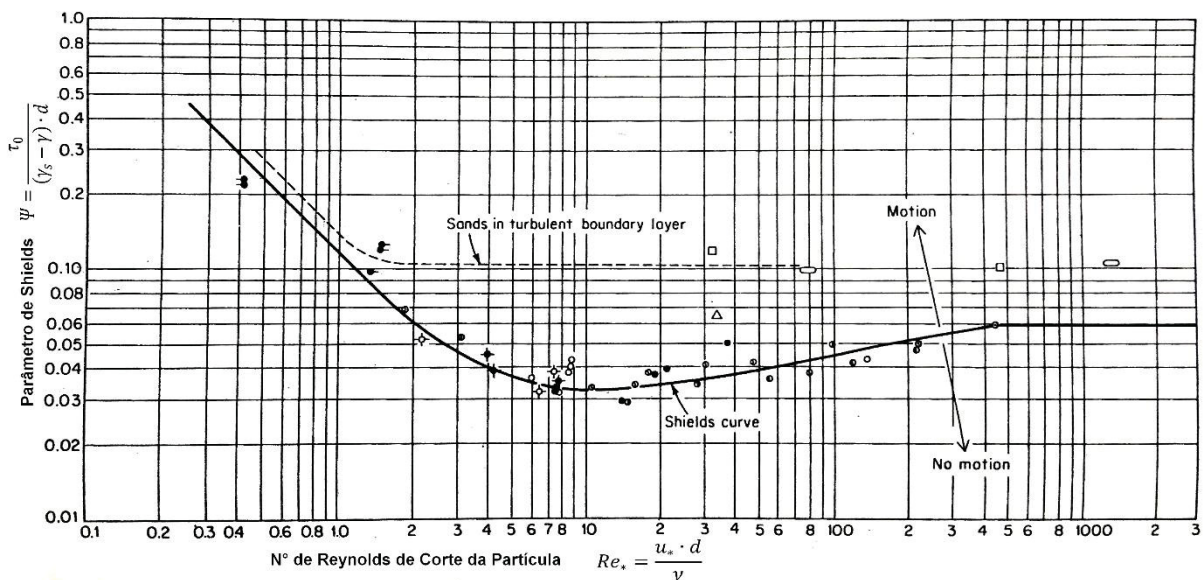
Shields (1936) utilizou dados experimentais de uma vasta gama de diâmetros de sedimentos para traçar um diagrama (Figura 3) que representa o movimento incipiente, isto é, quando o transporte de sedimentos tende a zero. Segundo ele, a condição crítica de arraste pode ser relacionada por dois parâmetros adimensionais: o N° de Reynolds de corte da partícula ( $Re_*$  [adimensional]), definido pela equação (3); e o Parâmetro de Shields ( $\Psi$  [adimensional]), definido pela equação (4).

$$Re_* = \frac{u_* \cdot d}{\nu} \quad (3)$$

$$\Psi = \frac{\tau_0}{(\gamma_s - \gamma) \cdot d} \quad (4)$$

Onde:  $u_*$  é a velocidade de corte (m/s);  $d$  é o diâmetro da partícula (m);  $\nu$  é a viscosidade cinemática (m<sup>2</sup>/s);  $\tau_0$  é a tensão tangencial no leito (N/m<sup>2</sup>);  $\gamma_s$  é o peso específico do sedimento (N/m<sup>3</sup>); e  $\gamma$  é o peso específico da água (N/m<sup>3</sup>).

Figura 3 – Diagrama de Shields para movimento incipiente.



Fonte: Adaptado de GRAF (1984).

O primeiro tramo reto e descendente do diagrama de Shields, até  $Re_* = 2$ , representa situações em que o diâmetro ( $d$ ) do sedimento é muito menor que a espessura da subcamada



viscosa ( $\delta$ ), ou seja, as partículas estão dentro da subcamada viscosa. O último tramo horizontal ( $Re_* > 400$ ) representa situações onde  $d$  é muito maior que  $\delta$  e as partículas estão totalmente expostas à ação de um fluxo turbulento completamente desenvolvido. Nesta região o parâmetro de Shields ( $\psi$ ) é constante e aproximadamente igual a 0,056, sendo a tensão tangencial no fundo diretamente proporcional ao diâmetro  $d$ . O trecho curvo intermediário do diagrama corresponde a um regime de transição onde as partículas encontram-se em parte expostas ao fluxo turbulento e em parte cobertas pela subcamada viscosa (BASILE, 2003).

Utilizando o conceito do parâmetro de Shields, diversos pesquisadores desenvolveram métodos para calcular a capacidade de transporte sólido por arraste com base em parâmetros médios temporais e espaciais. Alguns exemplos são: Método de Kalinske (1947), Método de Meyer-Peter e Müller (1948), Método de Einstein (1950), Método de Einstein-Brown (1950), Método de Van Rijn (2007), entre outros (GRAF, 1984). O Quadro 1 apresenta os métodos indiretos utilizados neste trabalho e suas equações de transporte.

Quadro 1 – Métodos indiretos para estimar transporte de sedimentos por arraste.

Autor	Equação
Kalinske (1947)	$\frac{q_s}{u_* \cdot d} = 10 \cdot \psi'^2$
Meyer-Peter e Müller (1948)	$\phi = (4 \cdot \psi' - 0,188)^{3/2}$
Einstein (1950)	$\psi_E = \frac{(s-1) \cdot d}{R' \cdot I}$ $R' = (ks/ks')^{3/2} \cdot R$ $\phi \text{ vs } \psi_E \rightarrow \text{gráfico}$
Einstein-Brown (1950)	$\phi = 40 \cdot \psi'^3$
Van Rijn (2007)	$q_s = 0,015 \cdot v \cdot h \cdot (d/h)^{1,2} \cdot M_e^{1,5}$ $M_e = \frac{v - v_{cr}}{\sqrt{(s-1) \cdot g \cdot d}}$
Fórmulas gerais	$\phi = \frac{q_s}{d^{3/2} \cdot \sqrt{(s-1) \cdot g}}$ $\psi = \frac{\tau_0}{(s-1) \cdot \rho \cdot g \cdot d}$ $\psi' = \frac{\tau'_0}{(s-1) \cdot \rho \cdot g \cdot d} = (ks/ks')^{3/2} \cdot \psi = \frac{1}{\psi_E}$ $q_{s1} = q_s \cdot \rho_s$ $ks = \frac{1}{n}$ $\tau_0 = \rho \cdot g \cdot R \cdot I$

Onde:  $q_s$  é a descarga sólida de fundo unitária em unidade de volume ( $\text{m}^3/\text{s.m}$ );  $q_{s1}$  é a descarga sólida de fundo unitária em unidade de massa ( $\text{kg}/\text{s.m}$ );  $\Psi$  é o parâmetro de Shields, também chamado parâmetro de fluxo (adimensional);  $\Psi'$  é o parâmetro de fluxo relativo aos grãos, sem considerar a influência das formas de fundo sobre a rugosidade (adimensional);  $\Psi_E$  é o parâmetro utilizado por Einstein, sendo o inverso de  $\Psi'$  (adimensional);  $\phi$  é chamado parâmetro de transporte (adimensional); o apóstrofo “ ’ ” refere-se à influência exclusiva dos grãos de sedimentos (desconsiderando as formas de fundo);  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m}/\text{s}^2$ );  $d$  é o diâmetro do sedimento (m);  $\rho$  é a massa específica da água ( $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $\rho_s$  é a massa específica do sedimento ( $\text{kg}/\text{m}^3$ );  $I$  é a declividade do perfil longitudinal da linha de água (m/m);  $h$  é a profundidade do escoamento (m);  $R$  é o raio hidráulico (m) da seção transversal (razão entre a área da seção e o perímetro molhado), considerado equivalente à profundidade média da seção em canais de grande largura;  $M_e$  é um parâmetro que representa o excesso de mobilidade dos sedimentos (adimensional);  $s$  é a densidade relativa do sedimento (adimensional);  $v$  é a velocidade média da água na vertical (m/s);  $v_{cr}$  é a velocidade crítica média na vertical para início do transporte (m/s);  $ks$  é um coeficiente de rugosidade ( $\text{m}^{1/3}.\text{s}^{-1}$ ), equivalente ao inverso do coeficiente de Manning ( $\text{s.m}^{-1/3}$ ).

A desvantagem destes métodos, porém, é que normalmente não consideram variações temporais, isto é, os valores dos parâmetros são determinados a partir de poucas medições instantâneas. Além disso, geralmente, os métodos são aplicados para uma seção transversal integrada com valores médios (profundidade, velocidade, tensão tangencial no leito), impossibilitando a avaliação de variações espaciais na seção, as quais são importantes para entender a dinâmica de transporte e para quantificar a distribuição da descarga sólida.

Um método que utiliza as variações (temporais e espaciais) do leito para calcular o transporte de sedimentos por arraste consiste no rastreamento das formas de fundo (*dune tracking*). Neste caso, avalia-se a taxa de deslocamento das dunas a partir de levantamentos batimétricos sucessivos (FREDSOE, 1981; GAEUMAN; JACOBSON, 2007; HUBBELL, 1964; SIMONS; RICHARDSON; NORDIN, 1965).

Segundo Einstein (1950), as formas de fundo mais frequentemente observadas nos escoamentos aluviais são as dunas. Elas constituem a morfologia fluvial de maior relevância, tanto pela resistência que oferecem ao escoamento, quanto pelo mecanismo de transporte de sedimentos que representam.

As dunas são dinâmicas e estão relacionadas a diversos fatores como vazão, profundidade, declividade e também ao tamanho, composição e granulometria das partículas.

Neste contexto, é primordial que as dunas sejam monitoradas, principalmente em aplicações como na segurança à navegação.

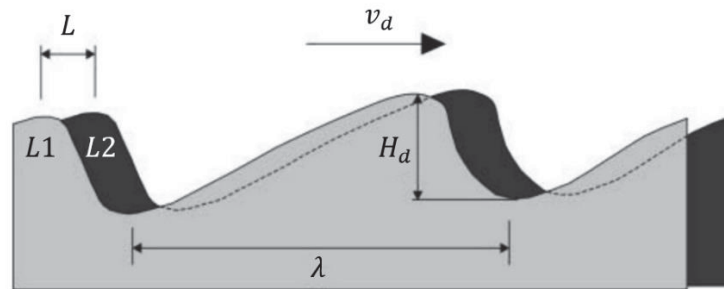
A partir do levantamento da morfologia do fundo (batimetria), pode-se estimar a descarga sólida do leito através da Equação de Dunas e Rugas (*ripples*), cuja dedução é apresentada a seguir, nas equações (5) a (9). A descarga sólida por unidade de largura ( $q_{s1}$  em kg/s.m) é por definição: a massa de sedimentos por unidade de área ( $m_s$  em kg/m<sup>2</sup>) vezes a velocidade média de deslocamento das dunas ( $v_d$  em m/s):

$$q_{s1} = m_s \cdot v_d \quad (5)$$

O cálculo da velocidade média de deslocamento das dunas ( $v_d$ ) é baseado na determinação do deslocamento ( $L$  em m) das cristas das dunas em função do tempo ( $\Delta t$  em segundos) (Figura 4).

$$v_d = L/\Delta t \quad (6)$$

Figura 4 – Esquema de uma duna para 2 instantes (L1 cinza e L2 preta).  $H_d$  indica a altura da duna,  $L$  o deslocamento em um período de tempo e  $\lambda$  o comprimento da duna.



Fonte: Martins (2004).

A Equação de Dunas e Rugas para cálculo da carga de fundo unitária ( $q_{s1}$ ) é expressa pela equação (7) (RICHARDSON; SIMONS; POSAKONY, 1961).

$$q_{s1} = \frac{(1 - p) \cdot v_d \cdot H_d \cdot \rho_s}{2} \quad (7)$$

Como as dunas não são exatamente triangulares, uma expressão mais geral incorporando um fator de forma ( $\alpha_F = 0,5$  a  $0,7$ ) é representada pela equação (8). Villard e Church (2005) sugerem o uso do fator  $\alpha_F = 0,6$ .

$$q_{s1} = \alpha_F \cdot (1 - p) \cdot v_d \cdot H_d \cdot \rho_s \quad (8)$$

Assim, a descarga de fundo total na seção transversal ( $Q_{s1}$  em kg/s) é determinada em função da largura de abrangência de cada perfil longitudinal ( $\Delta W$  em m):

$$Q_{s1} = \sum q_{s1} \cdot \Delta W \quad (9)$$

Os resultados provenientes desta metodologia devem ser considerados como uma aproximação, uma vez que parte do transporte de fundo se movimenta sob a forma de *ripples*,



normalmente não detectados no levantamento batimétrico devido à frequência de amostragem (resolução espacial). Além disso, a fração da descarga de fundo que se movimenta por saltação também não é computada neste método (MARTINS; STEVAUX, 2005).

Outro método de estimativa da descarga sólida do leito em rios com dunas é o Método de Integração da Diferença de Superfícies Através do Tempo, denominado ISSDOTv2<sup>1</sup> (ABRAHAM et al., 2015; ABRAHAM; KUHNLE; ODGAARD, 2011; SHELLEY; ABRAHAM; MCALPIN, 2013). Este método utiliza o volume de erosão calculado a partir da diferença entre superfícies batimétricas medidas sucessivamente em uma mesma região para estimar o transporte de sedimentos. A equação (10) é matematicamente equivalente e dimensionalmente homogênea à equação (7).

$$q_{s1} = \frac{(1 - p) \cdot \rho_s \cdot V_{erod}}{2 \cdot \Delta t_{bat}} \quad (10)$$

Onde:  $V_{erod}$  é o volume erodido de sedimento (em m<sup>3</sup>) durante o intervalo de tempo  $\Delta t_{bat}$  (em segundos) (entre os levantamentos batimétricos realizados).

Originalmente, o Método ISSDOTv2 foi desenvolvido para ser aplicado sobre pares de perfis batimétricos longitudinais medidos, preferencialmente com alta resolução dos dados batimétricos, o que é alcançado, por exemplo, através de um ecobatímetro multifeixe (multibeam). No presente trabalho, o método foi aplicado sobre perfis longitudinais interpolados com dados batimétricos provenientes de medições com um equipamento ADCP, portanto com menor resolução. Por esse motivo, o método foi renomeado para “ISSDOTv2 modificado”, sendo esta a terminologia doravante utilizada.

A principal desvantagem dos métodos utilizando “somente” levantamentos batimétricos, porém, é que não são correlacionados com informações do escoamento. Isto seria necessário para avaliar ou prever diferentes cenários sem dados medidos. Esta tese pretende preencher essa lacuna combinando medições de mapeamento do fundo com medições do escoamento e complementando as informações com modelagens computacionais.

## 2.3 FORMAS DO LEITO

### 2.3.1 Descrição

A resistência ao escoamento e o próprio transporte de sedimentos não são função apenas da rugosidade devida aos grãos. Existe a parcela de rugosidade devido à forma do leito.

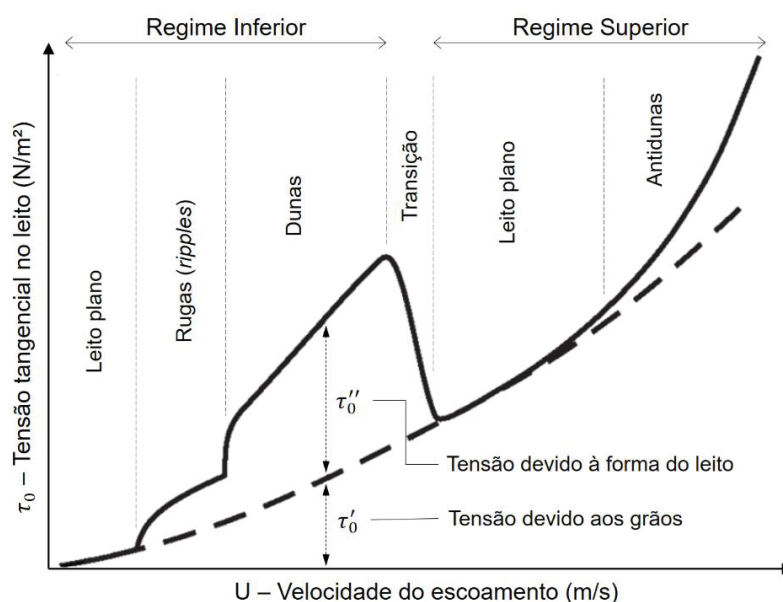
---

<sup>1</sup> ISSDOTv2 – *Integrated Section Surface Difference Over Time*.

Assim, é comum dividir a tensão tangencial no leito ( $\tau_0$ ) em duas parcelas: a tensão devido aos grãos ( $\tau'_0$ ) e a tensão devido às formas de fundo ( $\tau''_0$ ), ou seja:  $\tau_0 = \tau'_0 + \tau''_0$ . A intensidade e representatividade de cada parcela sobre a tensão total varia com a velocidade do escoamento e com o surgimento das formas de fundo (Figura 5).

Portanto, em rios com dunas, é importante investigar e avaliar com cuidado a variação espacial da morfologia do fundo e como esta provoca um acréscimo de rugosidade que aumenta a resistência ao escoamento. Nestas circunstâncias, a rugosidade e a resistência decorrentes das formas de fundo podem ser muito maiores do que as causadas pelas partículas de sedimento, reduzindo a confiabilidade nos resultados de descarga sólida provenientes de equações empíricas utilizando valores médios.

Figura 5 – Variação da tensão tangencial no leito com a velocidade do escoamento e as formas de fundo.



Fonte: Adaptado de Gilja; Kuspilić; Potočki (2017).

As formas do leito são perfis morfológicos gerados pelo escoamento através da descarga sólida associada a processos de erosão e deposição. Existem basicamente três regimes de transporte em que se enquadram as formas do leito para escoamentos permanentes sobre fundo arenoso (Figura 6):

- Regime inferior: leito plano, rugas (*ripples*), dunas, *ribbons*, *ridges*<sup>2</sup>, baixios;
- Regime de transição: desaparecimento das dunas;
- Regime superior: leito plano em movimento, antidunas.

<sup>2</sup> *Ribbons*, *ridges*: termos em inglês. Não encontrada tradução para o português.

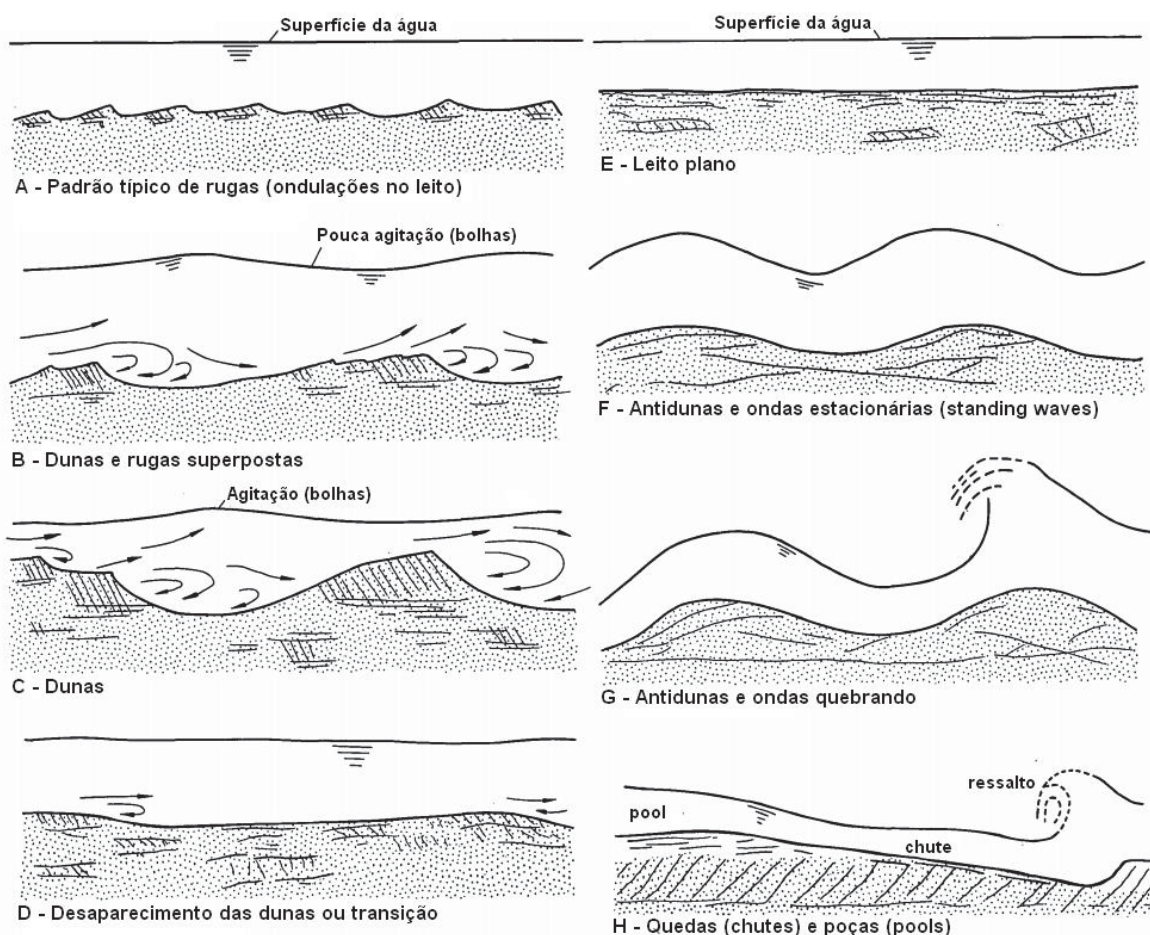
Esses regimes podem ser definidos em função de parâmetros como o número de Froude (equação (11)) e a potência do escoamento (equação (12)), os quais possuem valores menores no regime inferior e maiores no regime superior.

$$Fr = \frac{v}{\sqrt{g \cdot R}} \quad (11)$$

$$P_E = \tau_0 \cdot v \quad (12)$$

Onde:  $Fr$  é o número de Froude (adimensional);  $g$  é a aceleração da gravidade ( $\text{m/s}^2$ );  $R$  é o raio hidráulico (m) da seção transversal (razão entre a área da seção e o perímetro molhado), considerado equivalente à profundidade média da seção em canais de grande largura;  $P_E$  é a potência do escoamento ( $\text{N/m.s}$ ), ou *stream power*;  $\tau_0$  é a tensão tangencial no leito ( $\text{N/m}^2$ ); e  $v$  é a velocidade média do escoamento ( $\text{m/s}$ ) na seção transversal.

Figura 6 – Formas de leito em rios com escoamento permanente.



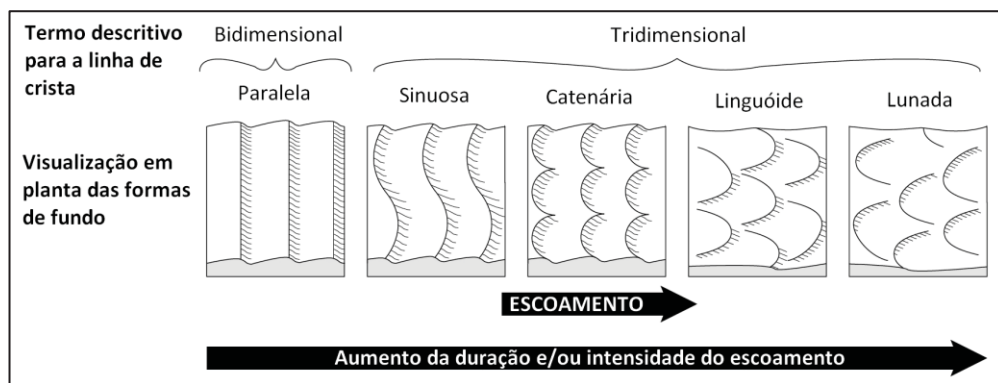
Fonte: Adaptado de Simons e Richardson (1966).

A literatura menciona diversos métodos para previsão e classificação das formas do leito utilizando parâmetros como: número de Froude, diâmetro mediano das partículas,

diâmetro adimensional, parâmetro de Shields, estágio de transporte, velocidade média do escoamento, velocidade de sedimentação, número de Froude de corte da partícula, entre outros (BOGARDI, 1974; GARDE; ALBERTSON, 1959; KENNEDY, 1963; SIMONS; RICHARDSON, 1966; VAN RIJN, 1984a; ZNAMENSKAYA, 1969).

Quando o leito forma cristas perpendiculares ao escoamento, as formas de leito são denominadas transversais, tais como as rugas, dunas e antidunas. As linhas de crista das formas de leito podem ser paralelas, sinuosas, catenárias, linguóides e lunadas (Figura 7, Figura 8).

Figura 7 – Termos usados para descrever formas do leito assimétricas (dunas e rugas).



Fonte: Adaptado de Cheel (2005).

Figura 8 – Rio Fuefuki, no Japão, com formas de fundo linguóides. Escoamento ocorre da direita para a esquerda.



Fonte: INOKUTI (1979).

Além das formas de leito transversais, também existem as longitudinais, com crista paralela ao escoamento, conhecidas como *ribbons* e *ridges*. Elas são geradas por processos secundários do escoamento e por efeitos turbulentos próximos ao leito, ocorrendo nos regimes de transporte inferior e de transição (baixo número de Froude). Essas formas de leito são chamadas de linhas de separação pois são contínuas, com escala vertical da ordem de dez vezes o diâmetro das partículas e são normalmente compostas por sedimentos finos (0,05 mm a 0,25 mm) (VAN RIJN, 2013).

Rugas (*ripples*) são pequenas ondulações do leito com uma escala de comprimento muito menor do que a profundidade do escoamento, enquanto dunas possuem escala de comprimento muito maior que a profundidade. Rugas e dunas movem-se para jusante através da erosão da face de montante e deposição de sedimentos na face de jusante.

Quando a velocidade do escoamento é maior (10% a 20%) que a velocidade crítica para início do transporte de sedimentos e as partículas possuem diâmetro inferior a aproximadamente 0,5 mm, surgem pequenas (mini) rugas no leito. Elas também são geradas por processos turbulentos próximos ao leito e apresentam um perfil assimétrico, com maior declividade na face de jusante e menor na face de montante. À medida que a velocidade próxima ao fundo aumenta, as rugas tornam-se mais irregulares em termos de formato, comprimento e espaçamento, adquirindo características tridimensionais. Assim, podem apresentar face de jusante em formato convexo na direção do escoamento (linguóide, com crista movendo mais rapidamente que as laterais) ou em formato côncavo (lunada, com crista movendo mais lentamente que as laterais) (Figura 7) (VAN RIJN, 2013).

Outra forma de leito típica do regime inferior de transporte é a duna. Semelhantes às rugas, as dunas possuem perfil assimétrico (triangular), com maior declividade na face de jusante do que na de montante. Sua formação está associada a oscilações de larga escala nas velocidades do escoamento, gerando regiões a intervalos regulares com acréscimo e decréscimo da tensão tangencial no leito, causando efeitos locais de erosão e deposição de sedimentos. A separação do escoamento a jusante da crista gera turbilhonamento e deposição.

O comprimento das dunas é da ordem de 3 a 15 vezes a profundidade da água. No Rio Paraná (Argentina), foram observadas dunas de grandes dimensões, com altura da ordem de 7 m e comprimento de 500 m, em escoamentos com velocidades em torno de 2 m/s, profundidades de 25 m e partículas do leito com diâmetros de 0,3 mm (VAN RIJN, 2013).

Os maiores tipos de forma do leito no regime inferior são os bancos de areia (baixios), que normalmente ocorrem em regiões de curvas, confluências e expansões do escoamento. Esses bancos podem ser transversais, longitudinais, pontuais, diagonais ou sinuosos.

Se por um lado é consenso que as formas do leito são geradas em baixas velocidades do escoamento e lavadas (removidas) em altas velocidades, por outro lado não se sabe ao certo se o seu desaparecimento ocorre através da redução de altura, aumento do comprimento ou ambos. Experimentos em laboratório mostraram simultâneo aumento do comprimento e redução da altura das formas de leito durante a transição do regime inferior para o superior (VAN RIJN, 1993).



No regime de transição, as partículas de sedimento são transportadas em sua maior parte em suspensão, tornando as formas do leito mais simétricas e com menores declividades. Separações do escoamento ocorrem com menor frequência e a resistência efetiva do escoamento torna-se próxima à do leito plano.

No regime superior (supercrítico), o leito torna-se plano e/ou surgem antidunas, as quais são ondulações do fundo aproximadamente simétricas, em fase com as ondulações da superfície da água. As antidunas formam-se gradativamente e localmente a partir do leito plano. Seu movimento aparente ocorre para montante, através da erosão na face de jusante e deposição de partículas na face de montante. Possuem escala de comprimento da ordem de dez vezes a profundidade. Com o aumento da velocidade do escoamento, alcança-se o último estágio com o surgimento de quedas ou corredeiras (*chutes*) e poças (*pools*).

### 2.3.2 Quantificação

Não existe atualmente um procedimento padronizado para identificar sistematicamente as escalas e magnitudes das formas do leito. Pesquisadores utilizam diferentes abordagens para quantificar e nomear essas características geométricas, demonstrando a arbitrariedade e falta de consistência metodológica. Porém, como as formas do leito podem ser caracterizadas como variações harmônicas, é possível aplicar análises matemáticas para ondas ou sistemas oscilatórios. Entre as técnicas utilizadas, podem-se citar: análise espectral, técnicas de suavização por médias móveis, teoria dos fractais, regressão logística, entre outras.

Gutierrez et al. (2013) propuseram uma metodologia que utiliza filtros *spline* robustos e transformadas contínuas de *wavelets* para discriminar características morfológicas e identificar quantitativamente hierarquias do leito. Esta técnica supera as limitações das transformadas de Fourier usadas na análise espectral, pois pode ser aplicada em processos não-estacionários, intermitentes, aperiódicos, descontínuos, não-lineares e tridimensionais, como é o caso das formas de fundo em rios.

O algoritmo usado no filtro *spline* é baseado no método dos mínimos quadrados ponderados e permite a suavização dos dados amostrados (uniformemente espacializados) através da transformada discreta de cosseno. A função *wavelet* utilizada é a função Morlet, a qual permite capturar frequências na escala das rugas (com comprimento de onda menor que 60 cm).

A análise contínua de *wavelets* é realizada sobre o sinal original (perfil longitudinal batimétrico, elevação ou profundidade), gerando um espectro global de *wavelets* que fornece

informações sobre os comprimentos das formas do leito com maior frequência e representatividade. Em seguida, aplica-se sequencialmente o filtro *spline* ao sinal original e seus derivados, utilizando-se a análise transformada de *wavelets* com os comprimentos característicos obtidos do espectro global para hierarquizar as formas de fundo em três categorias. Normalmente, a primeira hierarquia corresponde a rugas ou pequenas dunas (comprimento da ordem de 5 m); a segunda hierarquia é associada a dunas médias (10 m) ou grandes (100 m); e a terceira hierarquia compreende grandes dunas ou baixios. A soma dos sinais das três hierarquias resulta no sinal original. Para maiores detalhes sobre a metodologia, recomenda-se consultar as fontes originais (GUTIERREZ et al., 2013, 2018; TORRENCE; COMPO, 1998).

A classificação técnica e pragmática de diferentes escalas de formas do leito é importante para caracterizar a variabilidade geométrica dessas formações e para compreender sua influência sobre o aumento da resistência ao escoamento. O método supracitado permite discriminar e hierarquizar as formas de fundo em ambientes naturais como rios, marcados fortemente por características tridimensionais, demonstrando ser uma ferramenta robusta para análise de dados.

## 2.4 MODELAGEM HIDROMORFOLÓGICA

Medições de descarga sólida do leito são geralmente escassas e sujeitas a incertezas, especialmente devido às dificuldades associadas às medições, envolvendo principalmente tempo e custo. Por esta razão, modelos matemáticos têm sido cada vez mais utilizados pela sua capacidade de simular processos hidromorfológicos. No entanto, são necessárias calibrações e o estabelecimento cuidadoso de premissas, rotinas de cálculo, condições iniciais e de contorno, a fim de minimizar erros nas estimativas (MACEDO et al., 2017).

Existe uma ampla quantidade de modelos para uso em simulações de transporte de sedimentos. Esses modelos diferem quanto à sua complexidade, dados de entrada necessários para calibração e simulação, processos que são representados, escala de aplicação e tipos de resultados provenientes da modelagem. O modelo mais apropriado dependerá do objetivo que se quer alcançar e das características da área de estudo. Entre os fatores que devem ser considerados na escolha do melhor modelo, podem ser citados (MERRITT; LETCHER; JAKEMAN, 2003):

- Dados necessários, incluindo a variação espacial e temporal das entradas e saídas do modelo;

- A precisão, a acurácia e a validade do modelo, conforme as hipóteses assumidas;
- Os componentes e parâmetros do modelo, refletindo sua capacidade;
- Os objetivos do usuário, incluindo a facilidade de utilização, as escalas nas quais os resultados do modelo são necessários e a sua forma de apresentação;
- Requisitos de *hardware* do modelo.

O software selecionado para implementar a modelagem hidromorfológica foi o Delft3D, desenvolvido pelo *WL Delft Hydraulics*, na Holanda (DELTARES, 2018). Este sistema possui ampla aceitação para aplicação em ambientes fluviais (DURÓ; CROSATO; TASSI, 2016; JAVERNICK; REDOLFI; BERTOLDI, 2018; KASPRAK; WHEATON; HAFEN, 2015; PAARLBERG et al., 2015; ROMERO; VARGAS, 2008; TOMAS, 2018; WILLIAMS et al., 2013, 2016; WILLIAMS; BRASINGTON; HICKS, 2016; YOSSEF, 2016) e tem a vantagem de ser um software livre de código aberto, com interface amigável e com uma extensa gama de usuários ao redor do mundo, o que permite discussões, esclarecimento de dúvidas e compartilhamento de experiências, seja através de fóruns online ou artigos especializados. A possibilidade de variar a resolução espacial da grade e de realizar modelagens em duas ou três dimensões também contribui para a difusão e uso do sistema em diferentes ambientes aquáticos (mares, regiões costeiras, estuários, reservatórios, rios) e com múltiplas condições de contorno.

O software é composto pelos seguintes módulos: hidrodinâmico (FLOW), de onda (WAVE), transporte de sedimentos (SED), morfologia (MOR), qualidade da água (WAQ), monitoramento da partícula (PART) e eutrofização (ECO). Os módulos utilizados neste trabalho foram: FLOW, SED e MOR, os quais funcionam acoplados durante as simulações. O sistema atualiza, a cada passo de tempo, as cotas batimétricas decorrentes do transporte de sedimentos (de fundo e em suspensão na coluna d'água) e das alterações geomorfológicas do leito (erosão e deposição de sedimentos).

#### 2.4.1 Módulo Hidrodinâmico

O módulo FLOW simula escoamentos com forçantes meteorológicos, de marés ou baroclínicos, resolvendo as equações completas de Navier-Stokes de águas rasas (assumindo pressão hidrostática), em regime não-permanente, em duas (médias calculadas na vertical) ou três dimensões. O sistema de equações (para casos gerais) consiste na equação da continuidade (13), equação de conservação da quantidade de movimento (14) e equação de advecção-difusão (transporte) (15).



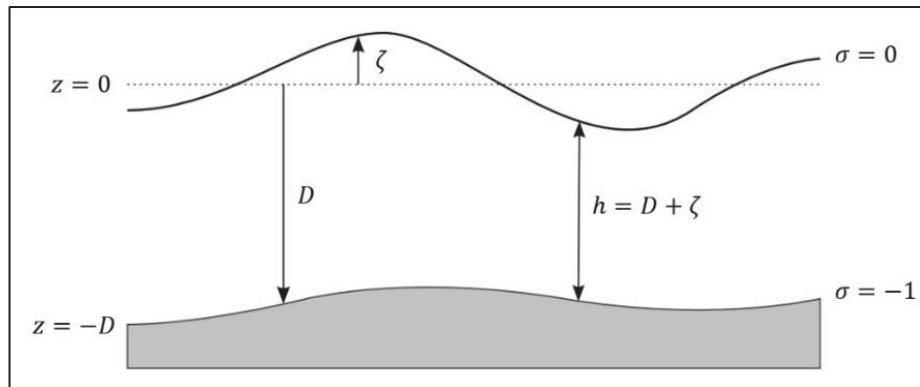
$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial(h\bar{U})}{\partial x} + \frac{\partial(h\bar{V})}{\partial y} = Q_A \quad (13)$$

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + \frac{w}{h} \cdot \frac{\partial U}{\partial \sigma} - f \cdot V = -\frac{1}{\rho_0} P_x + F_x + M_x + \frac{1}{h^2} \cdot \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_V \frac{\partial U}{\partial \sigma} \right) \quad (14)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{w}{h} \cdot \frac{\partial V}{\partial \sigma} - f \cdot U = -\frac{1}{\rho_0} P_y + F_y + M_y + \frac{1}{h^2} \cdot \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( \nu_V \frac{\partial V}{\partial \sigma} \right)$$

$$\frac{\partial(hc)}{\partial t} + \frac{\partial(hUc)}{\partial x} + \frac{\partial(hVc)}{\partial y} + \frac{\partial(wc)}{\partial \sigma} = h \left[ \frac{\partial}{\partial x} \left( D_H \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( D_H \frac{\partial c}{\partial y} \right) \right] + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial \sigma} \left( D_V \frac{\partial c}{\partial \sigma} \right) + S_A \quad (15)$$

Figura 9 – Definição de nível d'água, profundidade e profundidade total no sistema de modelagem Delft3D.



Fonte: DELTARES (2018).

Onde:

- $\zeta$  é o nível d'água (m) acima do nível de referência ( $z = 0$ );
- $D$  é a profundidade (m) abaixo do nível de referência ( $z = 0$ );
- $h$  é a profundidade total (m) do escoamento ( $h = D + \zeta$ );
- $U$  e  $V$  são as componentes da velocidade nas direções  $x$  e  $y$  (m/s);
- $\bar{U}$  e  $\bar{V}$  são as velocidades médias na vertical nas direções  $x$  e  $y$  (m/s);
- $Q_A$  representa a contribuição por unidade de área, por exemplo, devido à precipitação, evaporação, recebimento ou retirada de água ( $\text{m}^3/\text{s} \cdot \text{m}^2$ );
- $w$  é o componente de velocidade vertical (m/s);
- $\sigma$  é a coordenada vertical no sistema curvilíneo utilizado;
- $f$  é o parâmetro de Coriolis ( $\text{s}^{-1}$ );
- $\rho_0$  é a massa específica da água ( $\text{kg}/\text{m}^3$ );
- $D_H$  e  $D_V$  são coeficientes de difusão horizontal e vertical ( $\text{m}^2/\text{s}$ );
- $\nu_V$  é o coeficiente de viscosidade turbulenta vertical ( $\text{m}^2/\text{s}$ );
- $c$  é a concentração de sedimentos ( $\text{kg}/\text{m}^3$ );

- $M_x$  e  $M_y$  são contribuições devido a fontes externas de quantidade de movimento ( $\text{m/s}^2$ ), como estruturas, retiradas de água e ondas;
- $P_x$  e  $P_y$  são gradientes de pressão hidrostática ( $\text{Pa/m}$ );
- $F_x$  e  $F_y$  são tensões de Reynolds, ou forças devido aos fluxos turbulentos ( $\text{m/s}^2$ );
- $S_A$  é um termo referente a fontes ou sumidouros, devido a entrada ou saída de água e/ou troca de calor pela superfície livre ( $\text{kg/m}^2.\text{s}$ ).

A hipótese básica do Delft3D é que as acelerações verticais são mínimas em comparação com a aceleração gravitacional (modelo de águas rasas), reduzindo a equação de conservação da quantidade de movimento vertical à equação da pressão hidrostática (16) ( $P$  em Pa).

$$\frac{\partial P}{\partial \sigma} = -\rho gh \quad (16)$$

Para resolver as equações apresentadas, é necessário o estabelecimento de condições iniciais e de contorno para o fundo, laterais e superfície livre.

#### 2.4.2 Módulo de Sedimentos

A modelagem do transporte de sedimentos e da alteração morfológica considera a descarga sólida do leito e os sedimentos em suspensão, que podem ser coesivos ou não coesivos. A implementação no Delft3D utiliza a formulação de Van Rijn (1993), a qual diferencia transporte de fundo ( $S_b$ ) e transporte em suspensão ( $S_s$ ). Este método também considera as taxas de *Erosão* e *Deposição* para implementar a troca de sedimentos com o leito e calcular a *Entrada* e *Saída* de partículas em suspensão no escoamento (Figura 10).

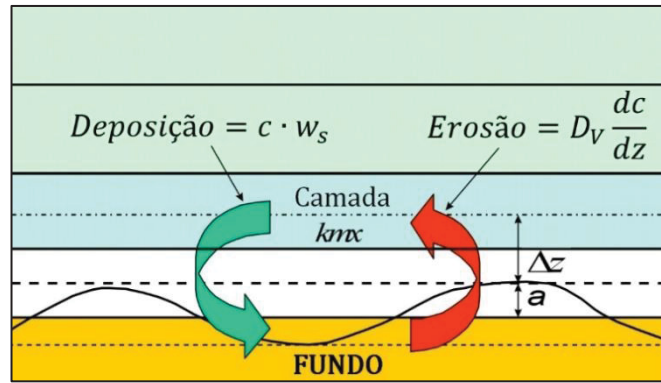
$$Erosão = c_a \frac{D_V}{\Delta Z} - c_{kmx} \frac{D_V}{\Delta Z} \quad (17)$$

$$Deposição = c_{kmx} \cdot w_s \quad (18)$$

$$Entrada = c_a \left( \frac{D_V}{\Delta Z} \right) \quad (19)$$

$$Saída = c_{kmx} \left( \frac{D_V}{\Delta Z} + w_s \right) \quad (20)$$

Figura 10 – Esquema da troca de sedimentos entre o leito e o escoamento.



Fonte: Adaptado de DELTARES (2018).

Onde: *Erosão* é a taxa de erosão ( $\text{kg/m}^2.\text{s}$ ) devido à difusão vertical; *Deposição* é a taxa de deposição ( $\text{kg/m}^2.\text{s}$ ) devido à sedimentação das partículas; a camada *kmx* é uma camada próxima ao leito onde ocorre a troca de sedimentos entre escoamento e leito;  $D_v$  é o coeficiente de difusão vertical ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) no fundo da camada *kmx* (primeira célula sobre a altura de referência  $a$ );  $\Delta z$  é a distância vertical (m) do nível de referência  $a$  até o centro da camada *kmx*;  $c_{kmx}$  é a concentração ( $\text{kg/m}^3$ ) na célula do centro da camada *kmx*;  $w_s$  é a velocidade de sedimentação ( $\text{m/s}$ ); e  $c_a$  é a concentração de sedimentos ( $\text{kg/m}^3$ ) na altura de referência ( $a$ ), conforme a equação (21).

$$c_a = 0,015 \cdot \rho_s \cdot \frac{d_{50}}{a} \cdot \frac{T^{1,5}}{D_*^{0,3}} \quad (21)$$

$$D_* = d_{50} \cdot \left[ \frac{(s-1)g}{v^2} \right]^{\frac{1}{3}} \quad (22)$$

$$T = \frac{(u'_*)^2 - (u_{*cr})^2}{(u_{*cr})^2} \quad (23)$$

$$u'_* = \frac{U}{5,75 \cdot \log \left( \frac{12h}{3d_{90}} \right)} \quad (24)$$

Onde:  $a$  é a altura de referência (m) de Van Rijn, que divide o transporte de sedimentos entre suspensão (acima de  $a$ ) e de fundo (abaixo de  $a$ );  $D_*$  é o diâmetro adimensional da partícula;  $T$  é a tensão tangencial adimensional no fundo (também chamada de excesso de tensão no leito ou estágio de transporte);  $u'_*$  é a velocidade de corte no fundo ( $\text{m/s}$ ) devido aos grãos de sedimento;  $u_{*cr}$  é a velocidade de corte crítica no fundo ( $\text{m/s}$ ) de acordo com Shields (1936);  $U$  é a velocidade média do escoamento integrada na vertical ( $\text{m/s}$ ); e  $h$  é a profundidade (m).

O transporte de sedimentos em suspensão é calculado pela equação (15) de advecção-

difusão (3D), cuja simplificação considerando médias na vertical é dada pela equação (25) (ELIAS, 2006).

$$\frac{\partial h\bar{c}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial h\bar{c}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial h\bar{c}}{\partial y} - D_H \frac{\partial^2 h\bar{c}}{\partial x^2} - D_H \frac{\partial^2 h\bar{c}}{\partial y^2} = h \frac{\bar{c}_{eq} - \bar{c}}{T_s} \quad (25)$$

Onde:  $h$  é a profundidade (m);  $\bar{u}$  e  $\bar{v}$  são os componentes das velocidades em  $x$  e  $y$  integradas na vertical (m/s);  $D_H$  é o coeficiente de dispersão horizontal (m<sup>2</sup>/s);  $\bar{c}$  é a concentração média de sedimentos integrada na vertical (kg/m<sup>3</sup>);  $\bar{c}_{eq}$  é a concentração média de equilíbrio integrada na vertical (kg/m<sup>3</sup>); e  $T_s$  é um termo de adaptação da escala de tempo (s<sup>-1</sup>).

A concentração média de equilíbrio integrada na vertical ( $\bar{c}_{eq}$ ) é definida como:

$$\bar{c}_{eq} = \frac{|S_{s,eq}|}{|U|h} \quad (26)$$

Onde  $S_{s,eq}$  é o transporte de sedimentos em suspensão integrado na vertical (kg/s.m) para escoamento permanente e uniforme.

A descarga sólida do leito representa o transporte de partículas de sedimento em uma fina camada em contato com a superfície do leito (abaixo do nível de referência  $a$ ) e é calculada no Delft3D conforme a metodologia proposta por Van Rijn (2003). A descarga sólida do leito devido a correntes e ondas ( $S_b$  em kg/s.m) é calculada em termos de média temporal conforme a equação (27).

$$|S_b| = 0,006 \cdot \rho_s \cdot w_s \cdot d_{50} \cdot M^{0,5} \cdot M_e^{0,7} \quad (27)$$

Onde:  $M$  representa a mobilidade de sedimentos devido a correntes e ondas (adimensional), conforme equação (28);  $M_e$  representa o excesso de mobilidade dos sedimentos (adimensional), conforme equação (29);  $w_s$  é a velocidade de sedimentação (m/s);  $s$  é a densidade relativa do sedimento (adimensional);  $v_{eff}$  é a velocidade efetiva (m/s) devido a correntes e ondas ( $v_{eff} = (v_R^2 + U_{on}^2)^{0,5}$ );  $v_R$  é a magnitude da velocidade média na vertical (m/s) devido a correntes, calculada a partir da velocidade próxima ao fundo (assumindo perfil logarítmico);  $U_{on}$  é a velocidade orbital de pico (m/s) próxima ao leito na direção de propagação da onda, calculada com base na altura significativa da onda;  $v_{cr}$  é a velocidade crítica média na vertical (m/s) para início do transporte (com base em uma parametrização da curva de Shields – eq. (30)).

$$M = \frac{v_{eff}^2}{(s-1) \cdot g \cdot d_{50}} = \frac{v_R^2 + U_{on}^2}{(s-1) \cdot g \cdot d_{50}} \quad (28)$$

$$M_e = \frac{(v_{eff} - v_{cr})^2}{(s-1) \cdot g \cdot d_{50}} \quad (29)$$

$$v_{cr} = \begin{cases} 0,19 \cdot d_{50}^{0,1} \cdot \log_{10} \left( \frac{12 \cdot h}{3 \cdot d_{90}} \right) & \text{se } 0,05mm < d_{50} < 0,5mm \\ 8,5 \cdot d_{50}^{0,6} \cdot \log_{10} \left( \frac{12 \cdot h}{3 \cdot d_{90}} \right) & \text{se } 0,5mm < d_{50} < 2mm \end{cases} \quad (30)$$

Além da formulação padrão utilizada no Delft3D para estimar a descarga sólida do leito, representada pela equação (27) (VAN RIJN, 2003), há outras opções disponíveis que o usuário pode selecionar, como: Engelund-Hansen (1967), Meyer-Peter-Müller (1948), Soulsby (1997), entre outras. Na modelagem implementada neste trabalho, foram utilizadas três fórmulas: Van Rijn (2003), Engelund-Hansen (1967) e Meyer-Peter-Müller (1948). As duas últimas são representadas pelas equações (31) e (32), respectivamente.

$$|S_b| = \frac{0,05 \cdot \alpha \cdot v^5}{\sqrt{g} \cdot C^3 \cdot (s-1)^2 \cdot d_{50}} \quad (31)$$

$$|S_b| = 8 \cdot \alpha \cdot d_{50} \cdot \sqrt{(s-1) \cdot g \cdot d_{50}} \cdot (\mu \cdot \theta - \theta_{cr})^{3/2} \quad (32)$$

Onde:  $\alpha$  é um coeficiente de calibração (adimensional);  $v$  é a magnitude da velocidade do escoamento (m/s);  $C$  é o coeficiente de rugosidade de Chézy ( $m^{1/2}/s$ );  $\mu$  é um fator de eficiência (adimensional), também chamado de *ripple factor*, definido pela equação (33);  $\theta$  é o parâmetro de mobilidade de Shields (adimensional), definido pela equação (34);  $\theta_{cr}$  é o parâmetro de mobilidade crítica de Shields (= 0,047);  $C_{g,90}$  é o coeficiente de Chézy relativo aos grãos ( $m^{1/2}/s$ ), definido pela equação (35).

$$\mu = \min \left[ \left( \frac{C}{C_{g,90}} \right)^{1,5}; 1,0 \right] \quad (33)$$

$$\theta = \left( \frac{v}{C} \right)^2 \frac{1}{(s-1) \cdot d_{50}} \quad (34)$$

$$C_{g,90} = 18 \cdot \log_{10} \left( \frac{12 \cdot h}{d_{50}} \right) \quad (35)$$

### 2.4.3 Módulo Morfológico

A morfologia do leito é dinamicamente atualizada a cada passo de tempo computacional. Esta é uma das vantagens sobre um cálculo sem atualizações morfológicas, pois os cálculos hidrodinâmicos serão sempre realizados usando a batimetria atualizada.

A cada passo de tempo é calculada a alteração na massa de sedimentos no leito em função do gradiente de transporte e das trocas de sedimentos entre escoamento e leito, de acordo com as taxas de erosão e deposição. Esta mudança na massa é transformada em uma mudança

na espessura da camada de sedimentos do fundo de acordo com a densidade das diferentes frações de material (DELTARES, 2018).

Ferramentas adicionais inseridas no software permitem modificar as rotinas de atualização morfológica conforme o interesse do usuário:

- Alterações morfológicas: existe a opção de habilitar ou não a atualização das profundidades;
- Atraso morfológico: em função do tempo normalmente necessário para que a simulação hidrodinâmica estabilize, existe a opção de definir um intervalo de tempo após o qual será iniciada a atualização morfológica (aquecimento do modelo). Assim evitam-se resultados de erosão e sedimentação incorretos;
- Fator de escala de tempo morfológica: a implementação de um fator de escala de tempo permite acelerar as alterações morfológicas para representar um período maior que o utilizado na simulação hidrodinâmica. Por exemplo, utilizando um fator igual a doze para uma simulação com duração de um mês, pode-se estimar o resultado dos processos morfológicos em escala anual. Esse fator atua diretamente sobre as taxas de erosão e deposição entre o leito e o escoamento. Assim, as alterações morfológicas aceleradas são dinamicamente incorporadas nos cálculos hidrodinâmicos.

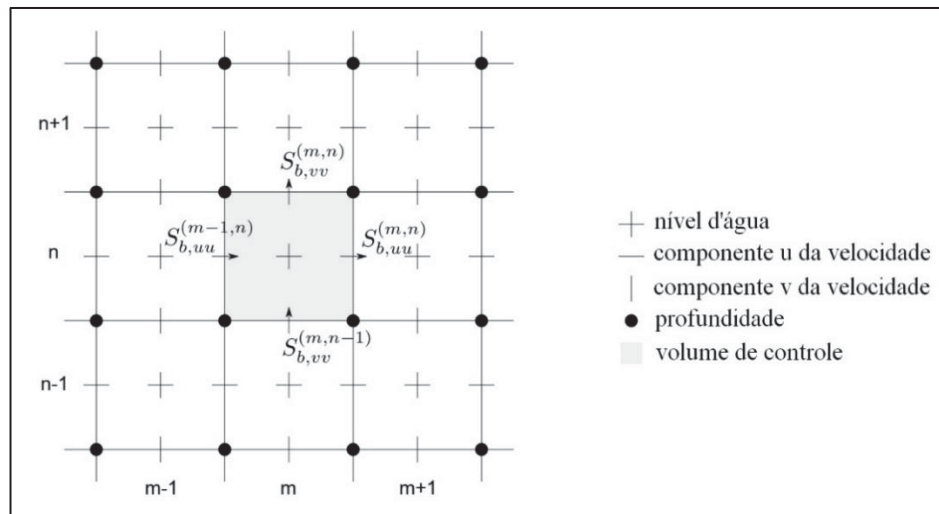
A alteração na quantidade de sedimentos no fundo causada pela descarga sólida do leito é calculada pela equação (36) e ilustrada na Figura 11.

$$\Delta_{SED}^{(m,n)} = \frac{\Delta t \cdot f_{MORFAC}}{A^{(m,n)}} \left( S_{b,uu}^{(m-1,n)} \Delta y^{(m-1,n)} - S_{b,uu}^{(m,n)} \Delta y^{(m,n)} + S_{b,vv}^{(m,n-1)} \Delta x^{(m,n-1)} - S_{b,vv}^{(m,n)} \Delta x^{(m,n)} \right) \quad (36)$$

Onde:

- $\Delta_{SED}^{(m,n)}$  é a alteração na quantidade de sedimentos no leito na localidade  $(m, n)$  (kg/m<sup>2</sup>);
- $\Delta t$  é o passo de tempo computacional (s);
- $f_{MORFAC}$  é o fator de aceleração morfológica (adimensional), definido pelo usuário (em função do esforço computacional, passo de tempo, tamanho da série temporal, fenômenos periódicos como marés, forçantes externos);
- $A^{(m,n)}$  é a área computacional da célula na localidade  $(m, n)$  (m<sup>2</sup>);
- $S_{b,uu}^{(m,n)}$  é o vetor de descarga sólida do leito calculado na direção  $u$  na localidade  $(m, n)$  (kg/s.m);
- $\Delta x^{(m,n)}$  é a largura da célula na direção  $x$  em  $(m, n)$  (m);
- $\Delta y^{(m,n)}$  é a largura da célula na direção  $y$  em  $(m, n)$  (m).

Figura 11 – Volume de controle morfológico e componentes da descarga sólida do leito.



Fonte: Adaptado de DELTARES (2018).

Este cálculo é repetido para todas as frações de sedimentos do leito (se houver mais de uma) e a alteração resultante na massa de sedimentos do fundo é somada à alteração decorrente das trocas com a camada em suspensão (erosão e deposição) e incluída na composição do leito e no esquema de atualização do nível do leito.

Para uma descrição completa e detalhada das formulações utilizadas no software Delft3D recomenda-se consulta ao artigo de Lesser et al. (2004), ao Manual do Usuário (DELTARES, 2018) e ao Relatório de Validação do Software (GERRITSEN et al., 2008).

#### 2.4.4 Dune height predictor and Trachytopes

O software Delft3D possui dois módulos complementares denominados *dune height predictor* e *trachytopes*. O primeiro utiliza equações (há 4 opções desenvolvidas por diferentes pesquisadores) para prever as características das formas do leito (altura e comprimento de dunas, rugas e mega-rugas). O segundo utiliza essas características previstas para calcular uma altura de rugosidade equivalente que é utilizada nos cálculos hidrodinâmicos. Assim, ao invés de se utilizar um valor fixo (calibrado) de coeficiente de Manning para cada célula do domínio, o módulo atualiza continuamente a rugosidade de acordo com a variação morfológica do leito ao longo do tempo. Há diversas formulações de *trachytopes* disponíveis, que são basicamente técnicas numéricas para simular a resistência adicional ao escoamento causada por variados tipos de formas de fundo, vegetação ou estruturas físicas.

Na modelagem computacional implementada neste trabalho, foram testadas as formulações de Van Rijn (1984a) para prever as características das formas de fundo, eqs. (37) e (38). As alturas de rugosidade das diferentes formas de fundo foram estimadas através de duas

formulações: 1) Van Rijn (1984a), eq. (39); e 2) Van Rijn (2007), eqs. (40), (41) e (42). A altura de rugosidade equivalente foi calculada e atualizada continuamente durante as simulações utilizando a fórmula 105 do Delft3D, a qual exprime uma relação quadrática entre as alturas de rugosidade das dunas, rugas e mega-rugas (VAN RIJN, 2007), eq. (43).

$$H_d = 0,011 \cdot \varepsilon \cdot h \cdot \left(\frac{d_{50}}{h}\right)^{0,3} \cdot (1 - e^{-T/2}) \cdot (25 - T) \quad (37)$$

$$L_d = 7,3 \cdot h \quad (38)$$

$$k_{s,d} = 1,1 \cdot H_d \cdot (1 - e^{-25H_d/L_d}) \quad (39)$$

$$k_{s,d} = \alpha_d \begin{cases} 0 & \text{se } d_{50} < d_{silt} \\ 0,0004 \cdot f_{fs} \cdot \psi \cdot h & \text{se } \psi \leq 100 \\ (0,048 - 0,00008 \cdot \psi) \cdot f_{fs} \cdot h & \text{se } 100 < \psi \leq 600 \\ 0 & \text{se } \psi > 600 \end{cases} \quad (40)$$

$$k_{s,r} = \alpha_r \begin{cases} 20 \cdot d_{silt} & \text{se } d_{50} < d_{silt} \\ 150 \cdot f_{cs} \cdot d_{50} & \text{se } \psi \leq 50 \\ (182,5 - 0,65 \cdot \psi) \cdot f_{cs} \cdot d_{50} & \text{se } 50 < \psi \leq 250 \\ 20 \cdot f_{cs} \cdot d_{50} & \text{se } \psi > 250 \end{cases} \quad (41)$$

$$k_{s,mr} = \alpha_{mr} \begin{cases} 0 & \text{se } d_{50} < d_{silt} \\ 0,0002 \cdot f_{fs} \cdot \psi \cdot h & \text{se } \psi \leq 50 \\ (0,11 - 0,00002 \cdot \psi) \cdot f_{fs} \cdot h & \text{se } 50 < \psi \leq 550 \\ 0,02 & \text{se } \psi > 550 \text{ e } d_{50} > d_{sand} \\ 200 \cdot d_{50} & \text{se } \psi > 550 \text{ e } d_{silt} \leq d_{50} < d_{sand} \end{cases} \quad (42)$$

$$k = \min \left( \sqrt{k_{s,r}^2 + k_{s,mr}^2 + k_{s,d}^2}, \frac{h}{2} \right) \quad (43)$$

Onde:  $\varepsilon$  é um parâmetro de calibração (adimensional) (foi utilizado o valor padrão  $\varepsilon = 1$ );  $T$  é a tensão tangencial adimensional no fundo, eq. (23);  $h$  é a profundidade do escoamento (m);  $H_d$  é a altura da duna (m);  $L_d$  é o comprimento da duna (m);  $k_{s,d}$  é a altura de rugosidade relativa às dunas (m);  $k_{s,r}$  é a altura de rugosidade relativa às rugas (m) (limitada a valores entre  $d_{90}$  e 2% da profundidade);  $k_{s,mr}$  é a altura de rugosidade relativa às mega-rugas (m) (limitada a valores menores que 0,2 m);  $k$  é a altura de rugosidade equivalente (m);  $\alpha_d$ ,  $\alpha_r$  e  $\alpha_{mr}$  são fatores de calibração adimensionais;  $\psi$  é um parâmetro de mobilidade (adimensional) definido como  $\psi = U^2 / [(s - 1) \cdot g \cdot d_{50}]$ , sendo  $U$  a velocidade do escoamento integrada na vertical (m/s); o fator  $f_{cs} = (0,25 \cdot d_{gravel} / d_{50})^{1,5}$ ; o fator  $f_{fs} = d_{50} / 1,5 \cdot d_{sand}$ ;  $d_{gravel} = 2$  mm;  $d_{sand} = 62 \mu\text{m}$ ; e  $d_{silt} = 32 \mu\text{m}$ .

## 2.5 ESTUDOS SIMILARES

Claude et al. (2012) estimaram a descarga sólida do leito em um rio composto por areia e pedregulhos através de três metodologias: armadilha coletora de sedimentos modelo



BTMA (*Bedload Transport Meter Arnhem*), equações de transporte de sedimentos empíricas (MEYER-PETER; MÜLLER, 1948; VAN RIJN, 1984b, 1993) e Método das Dunas (RICHARDSON; SIMONS; POSAKONY, 1961). Nesse estudo, as descargas medidas pela armadilha de sedimentos foram consideradas como referência para avaliação dos outros métodos. Os autores concluíram que ao combinar o uso de ADCP (para medições hidrodinâmicas) com a formulação de Van Rijn ou o uso de ecobatímetros com o Método das Dunas, a variabilidade espacial da descarga sólida unitária do leito em uma escala de quilômetros pode ser mais ou menos caracterizada em grandes rios de areia e cascalho para estágios de transporte superiores a 3.

Villard, Church e Kostaschuk (2005) estimaram a descarga sólida do leito com ADCP-BT (aplicando o equipamento ADCP em medições estáticas de fundo móvel) e compararam os resultados com medições Helley-Smith (HS) e equações de transporte de Van Rijn (1984b). Os três métodos produziram resultados consistentes. A boa concordância observada entre os resultados de HS e ADCP-BT indica que os instrumentos medem camadas similares do transporte próximo ao leito. A dificuldade em conciliar e comparar diferentes métodos recai sobre a definição arbitrária da divisão entre descarga sólida do leito e em suspensão próxima ao leito.

Outros pesquisadores também constataram o potencial do ADCP para coleta rápida de dados e estimativa da descarga sólida do leito em rios com pedregulhos e/ou areia, uma vez que o dispositivo não possui as limitações associadas a armadilhas mecânicas (GAEUMAN; JACOBSON, 2007; KOSTASCHUK; VILLARD; BEST, 2004; RENNIE; CHURCH, 2010; RENNIE; MILLAR, 2004; RENNIE; MILLAR; CHURCH, 2002; RENNIE; RAINVILLE; KASHYAP, 2007; YOROZUYA et al., 2010).

Latosinski et al. (2017) aplicaram a técnica de ADCP-BT para medir o transporte de sedimentos de fundo em um grande rio com leito arenoso (Rio Paraná, Argentina), coletando dados em diversas seções transversais, com variadas vazões (12.500 a 17.100 m<sup>3</sup>/s), empregando equipamentos com diferentes frequências (600 e 1200 kHz) e diferentes comprimentos de onda dos pulsos acústicos. Os parâmetros da equação (1) ( $v_{FM}$ ,  $\delta_b$  e  $c_b$ ) foram estimados através da combinação de metodologias distintas: a) aplicando as equações de Van Rijn (1993); b) adotando como  $v_{FM}$  o valor medido por ADCP-BT; e c) usando valores consagrados na literatura ( $\delta_b = 2d_{50\%}$  e  $c_b = (1 - p) \cdot \rho_s$ ; onde  $p = 0,4$  para areia). Os resultados foram comparados com o Método das Dunas, equação (7).

Uma das conclusões obtidas é que o viés introduzido nos resultados pelos sedimentos em suspensão transportados próximos ao leito pode ser reduzido ao utilizar pulsos acústicos

com menor comprimento de onda, melhorando a performance das estimativas de descarga sólida do leito com ADCP-BT. Aparentemente, quanto maior a frequência do equipamento, mais precisas são as medições de velocidade do fundo móvel. Apesar de mais simples em termos físicos, a estimativa das taxas de transporte utilizando ADCP-BT associado a valores constantes da literatura (para  $\delta_b$  e  $c_b$ ) apresentou resultados melhores que as outras metodologias (a média dos erros reduziu de 150% para 25%).

Abraham et al. (2015, 2017) desenvolveram e aplicaram o Método ISSDOTv2 para estimar a descarga sólida do leito através da comparação de perfis batimétricos longitudinais em rios com dunas. No entanto, não utilizaram técnicas de quantificação sistemáticas e consistentes (como análises *wavelets*) para discriminar as características geométricas das formas de fundo, cujas informações são necessárias para corrigir o viés dos resultados (SHELLEY; ABRAHAM; MCALPIN, 2013). Além disso, não compararam os resultados com medições de descarga sólida em rios obtidas por outros métodos. O uso de análises *wavelets* associado à aplicação do Método ISSDOTv2 (em uma versão modificada) constitui uma inovação da presente tese, onde também são comparados resultados provenientes de diferentes metodologias.

Em muitos estudos sobre modelagem, a calibração e a validação hidrodinâmica são realizadas através da comparação dos resultados do modelo com dados de velocidades medidas com ADCP em somente algumas seções transversais ou longitudinais, desperdiçando o potencial do equipamento de coletar informações hidráulicas e batimétricas com grande resolução espacial a um baixo custo. Williams et al. (2013) utilizaram uma metodologia semelhante à implementada neste trabalho, empregando medições com ADCP em alta resolução espacial para mapear a batimetria e avaliar os resultados hidrodinâmicos de um modelo implementado para um trecho de rio anastomosado.

Nesta tese, são utilizados diferentes métodos e recomendações propostas pelos pesquisadores supracitados. A originalidade do estudo está na integração de dados com boa resolução espacial obtidos de medições com ADCP para calibrar e validar modelos hidromorfológicos implementados para um rio arenoso com presença de dunas. A aplicação de armadilha coletora de sedimentos Helley-Smith, de ADCP para estimar a velocidade do fundo móvel, do Método ISSDOTv2 modificado (em conjunto com análises *wavelets*) e de diferentes equações empíricas permitiu estimar o transporte de sedimentos de fundo na região de estudo e avaliar a acurácia do modelo na representação dos fenômenos medidos em campo.

### 3 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo é o Rio Taquari, afluente do Rio Paraguai, nas imediações da cidade de Coxim/MS (Figura 12), sendo P1 a seção transversal de interesse, P2 uma adicional no rio Coxim e P3 o posto fluviométrico operado pela CPRM no Rio Taquari. Duas campanhas de campo foram realizadas (março de 2017 e janeiro/fevereiro de 2018) nos rios Taquari e Coxim, próximo à cidade de Coxim/MS, durante períodos de cheias.

O Rio Taquari nasce em uma das vertentes da Serra do Caiapó, nas proximidades da cidade de Alto Taquari, no Estado do Mato Grosso. Sua bacia está localizada entre as latitudes 17°S e 20°S e longitudes 53°W e 58°W, abrangendo uma área de aproximadamente 65.000 km<sup>2</sup>. Está entre os maiores tributários da Bacia do Alto Paraguai (BAP) e possui um dos maiores leques aluviais do mundo, com aproximadamente 55.500 km<sup>2</sup> (GALDINO; VIEIRA; PELLEGRIN, 2006).

A Bacia do Alto Taquari (BAT), pelas características do seu regime pluviométrico, tipos de solos e relevo, é uma das regiões que apresentam os maiores potenciais erosivos da BAP. Atividades antrópicas (principalmente a agropecuária) desenvolvidas na região têm aumentado o carreamento de sedimentos para os rios da BAT, acelerando o processo de assoreamento (MERCANTE et al., 2007).

A Figura 13 apresenta a localização da BAP, cuja área de drenagem é de aproximadamente 600.000 km<sup>2</sup>, abrangendo três países (Brasil, Bolívia e Paraguai) e uma das maiores extensões úmidas contínuas do planeta, o Pantanal (140.000 km<sup>2</sup>; HAMILTON et al., 1996). Seu rio principal, o Rio Paraguai, escoar no sentido norte-sul e comanda toda a rede de drenagem da região (FRANCO; PINHEIRO, 1982). Seus principais afluentes se encontram nas áreas planaltinas a norte e a leste, destacando-se os rios Cuiabá, São Lourenço, Itiquira, Miranda, Taquari e Negro, os quais desempenham um papel relevante nas cheias do Pantanal.

Pelo fato de vários rios da bacia apresentarem elevada capacidade de descarga sólida, a deposição de sedimentos tem aumentado no Pantanal, causando o assoreamento dos rios localizados nas regiões mais baixas. A expansão da fronteira agrícola e da pecuária desde a década de 1970 tem contribuído sobremaneira para esse fenômeno, através do aumento do desmatamento e da erosão (ANA, 2015).

Figura 12 – Área de Estudo, Rio Taquari, Coxim/MS (Pontos: P1 – Taquari Montante; P2 – Coxim; P3 – Taquari Jusante).

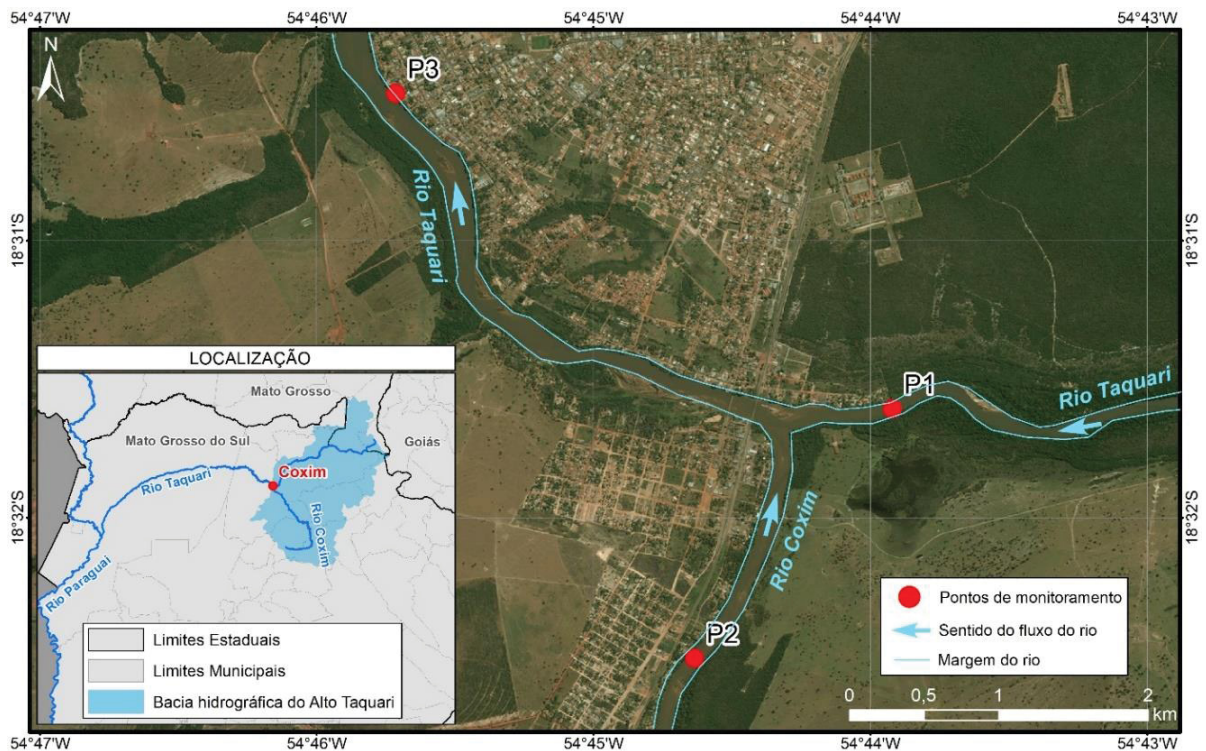
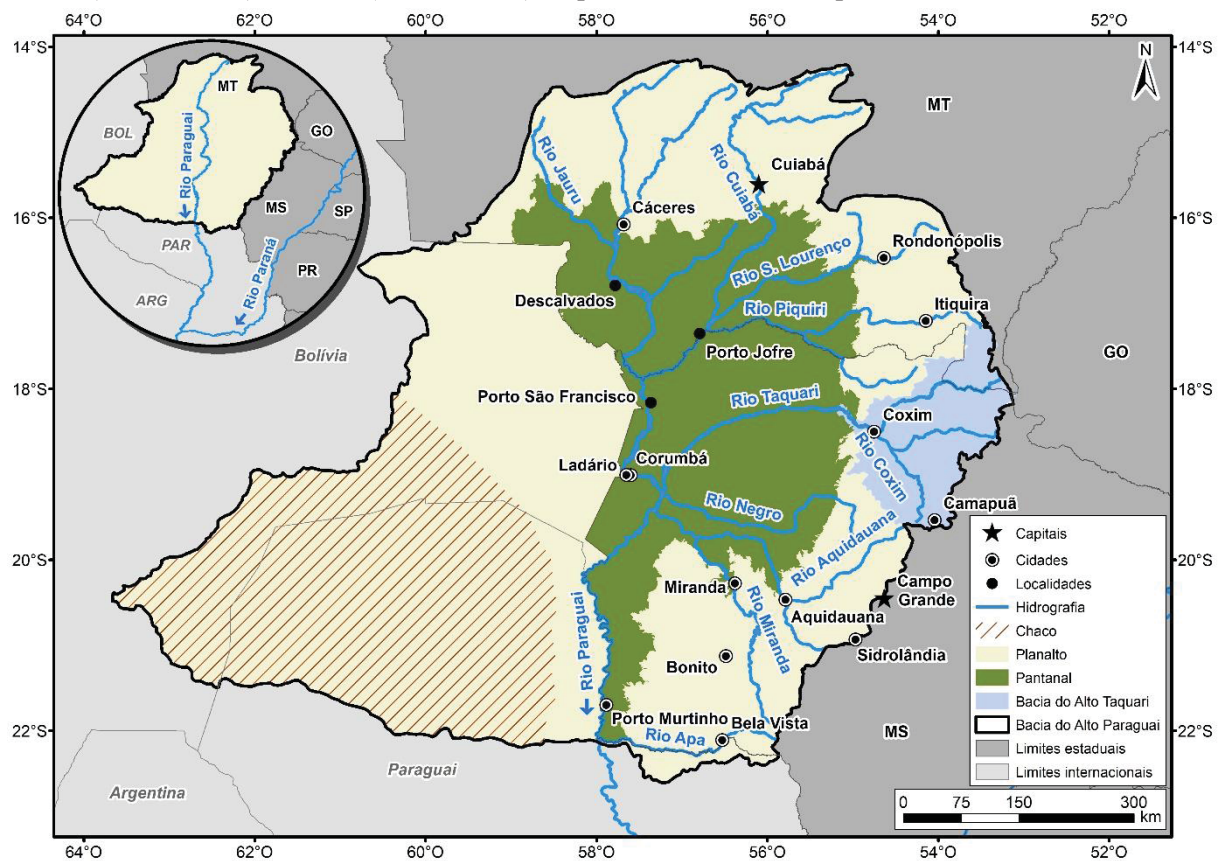


Figura 13 – Localização da BAP, identificando as regiões de Planalto (260.000 km<sup>2</sup>), Pantanal (140.000 km<sup>2</sup>) e Chaco (200.000 km<sup>2</sup>). O ponto em vermelho representa a área de estudo.





Estudos recentes desenvolvidos na BAP (RATTON et al., 2018; RATTON; TOMAS; BLENINGER, 2017; UFPR, 2015) contemplaram uma série de medições de campo no Rio Paraguai e em seus afluentes. As principais medições realizadas consistem em:

- Medições de vazão e velocidades das correntes com ADCP;
- Levantamento do histórico de cotas (níveis d'água) e vazões;
- Coleta e análise de sedimentos em suspensão e do leito;
- Medições do transporte de sedimentos de fundo e em suspensão com medidores convencionais e ADCP;
- Levantamentos batimétricos transversais e longitudinais.

O posto fluviométrico mais próximo à área de estudo está localizado no ponto P3 da Figura 12, a jusante da confluência dos rios Taquari e Coxim, e está cadastrado na base de dados da ANA sob o código 66870000. Este posto é denominado Coxim, é operado pela CPRM, possui área de drenagem de 27.600 km<sup>2</sup> e coordenadas geográficas 18,5078°S e 54,7619°W.

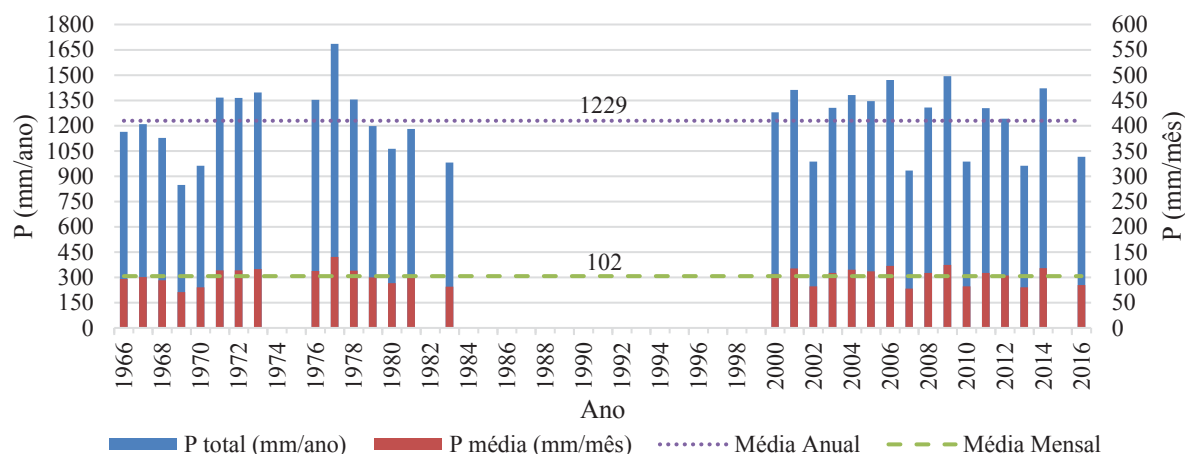
A seguir, é feita uma breve caracterização das variáveis hidrológicas precipitação, nível d'água e vazão, visando caracterizar hidrologicamente a região de estudo. Os dados foram coletados do site da Hidroweb (ANA, 2017). Não se pretende discutir falhas, inconsistências ou aspectos específicos em relação à qualidade dos dados. O objetivo é contextualizar o período em que as medições de campo (que subsidiaram o desenvolvimento desta tese) foram realizadas no Rio Taquari.

### 3.1 REGIME PLUVIOMÉTRICO

A variabilidade interanual e sazonal da precipitação na área de estudo foi analisada a partir de dados da estação pluviométrica de Coxim (código 1854004). Apesar da existência de diversas falhas na série de dados (Figura 14), principalmente entre 1984 e 1999, foi calculada a precipitação média anual (1229 mm/ano), com desvio-padrão de 200 mm/ano. O ano mais chuvoso foi 1977 (1685 mm) e o menos chuvoso foi 1969 (849 mm).

A Tabela 1 apresenta os valores de precipitação média mensal de longo de termo (1966-2016) e a Figura 15 ilustra a variabilidade sazonal da precipitação. A média mensal de longo termo é 102 mm/mês, com desvio-padrão de 58 mm/mês. Durante o período chuvoso (outubro a março), a precipitação acumulada corresponde a mais de 80% do total anual. O trimestre mais úmido é dezembro-janeiro-fevereiro (verão), enquanto o mais seco se estende de junho a agosto (inverno).

Figura 14 – Variabilidade Interanual da Precipitação (1966-2016).

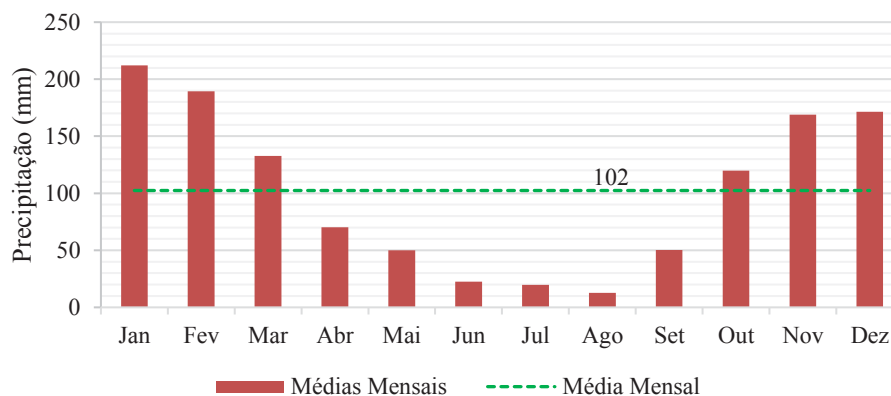


Fonte: ANA (2017).

Tabela 1 – Precipitação Média Mensal (mm/mês) de Longo de Termo (1966-2016).

Estatística	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média
<b>Média</b>	212	190	133	70	50	22	20	13	50	120	169	171	<b>102</b>
<b>Desv.Pad</b>	98	76	63	51	49	30	30	21	37	62	79	101	<b>58</b>
<b>Máximo</b>	449	336	288	177	217	100	134	75	142	255	338	589	<b>258</b>
<b>Mínimo</b>	40	41	28	9	0	0	0	0	2	33	73	55	<b>23</b>

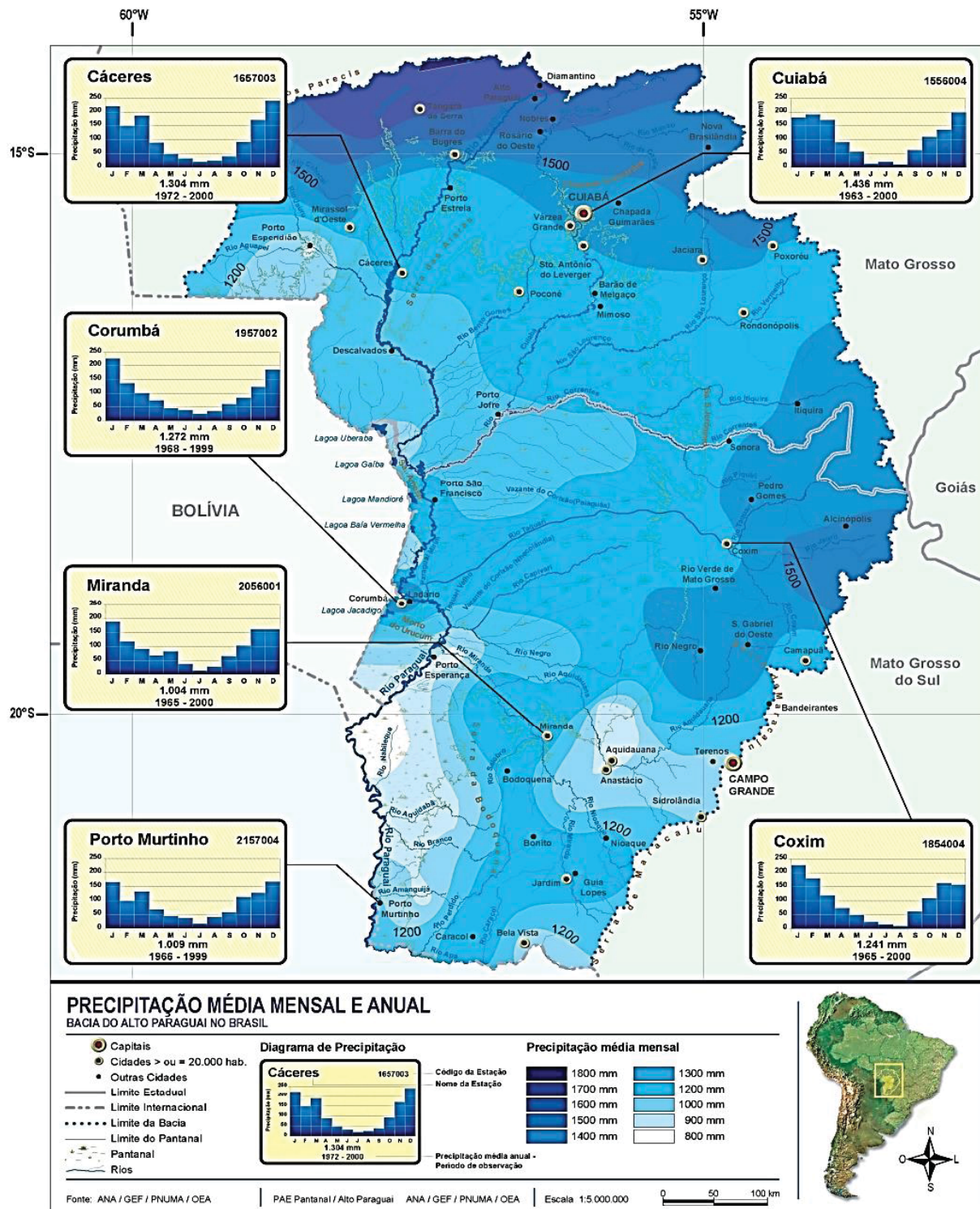
Figura 15 – Variabilidade Sazonal da Precipitação (1966-2016).



Fonte: ANA (2017).

A Figura 16 ilustra a distribuição espacial da chuva média anual na Bacia do Alto Paraguai, bem como o ciclo anual da chuva em postos pluviométricos selecionados no Pantanal e no Planalto (ANA, 2014). Nota-se que a chuva média anual diminui nos sentidos norte-sul e leste-oeste, apresentando gradientes da ordem de 2 mm/(ano.km) (CLARKE; TUCCI; COLLISCHONN, 2003), ou seja, nas cabeceiras há mais chuva do que no Pantanal. A precipitação média anual varia entre aproximadamente 1800 mm em algumas áreas no norte da bacia e 800 mm em algumas regiões da fronteira entre o Brasil e a Bolívia.

Figura 16 – Variabilidade espacial da precipitação média anual na porção brasileira da BAP.



Fonte: ANA (2014).

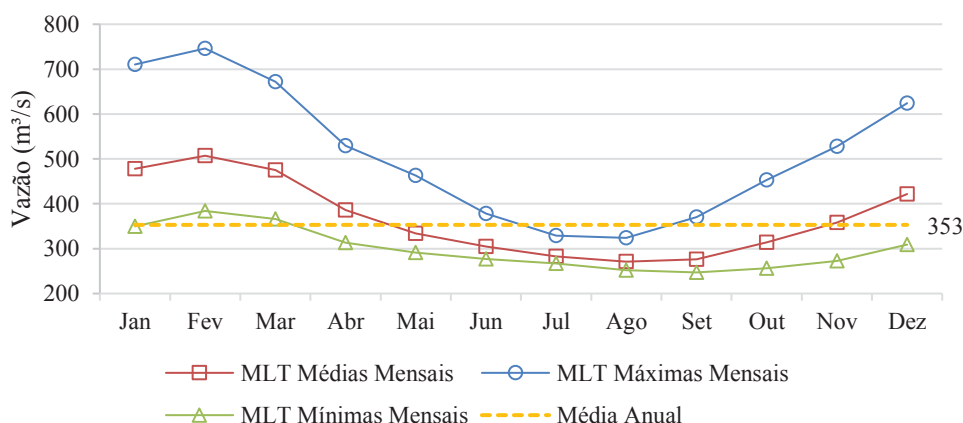
### 3.2 REGIME FLUVIOMÉTRICO

A mesma análise realizada na seção anterior para o regime de chuvas, foi aplicada para descrever o comportamento do Rio Taquari na estação fluviométrica de Coxim (66870000), correspondente à seção P3 da Figura 12, cujo histórico foi obtido do banco de dados da ANA (2017). A Figura 17 ilustra o ciclo anual das vazões em  $\text{m}^3/\text{s}$ . A Tabela 2 apresenta os resultados dos cálculos estatísticos das vazões médias de longo termo.

Em Coxim (66870000), a vazão média de longo termo (1966-2016) é  $353 \text{ m}^3/\text{s}$ , com coeficiente de variação de 33%. O período de cheias ocorre de novembro a abril, com vazão máxima normalmente em fevereiro ( $\text{MLT}_{\text{máx fev}} = 746 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A estiagem ocorre de julho a setembro, com mínima em setembro ( $\text{MLT}_{\text{mín set}} = 247 \text{ m}^3/\text{s}$ ). A média das vazões máximas anuais do período analisado é de  $841 \text{ m}^3/\text{s}$ , enquanto a média das mínimas anuais é de  $230 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Em função desses dados, verifica-se que o período em que as campanhas de campo foram realizadas no Rio Taquari (jan-fev-mar) consiste em uma época de águas altas. Ressalta-se, contudo, que o foco deste trabalho é a seção transversal P1, que não possui um histórico de dados disponível. A seção P3, por localizar-se a jusante de P1 e após a confluência com o Rio Coxim, apresenta vazões superiores às medidas em P1 durante as campanhas de campo (ver seção 4.1).

Figura 17 – Médias de longo termo das vazões ( $\text{m}^3/\text{s}$ ) médias, máximas e mínimas mensais na estação fluviométrica de Coxim (66870000).



Fonte: ANA (2017).

A Figura 18 apresenta as séries de vazões e cotas médias diárias em Coxim (66870000). É possível perceber falhas em dados nos seguintes anos/períodos: 1977, 1988-1994, 2013-2014. Além disso, também se nota visualmente a não estacionariedade da série, principalmente em função do período de seca observado no início do histórico. As cotas variam

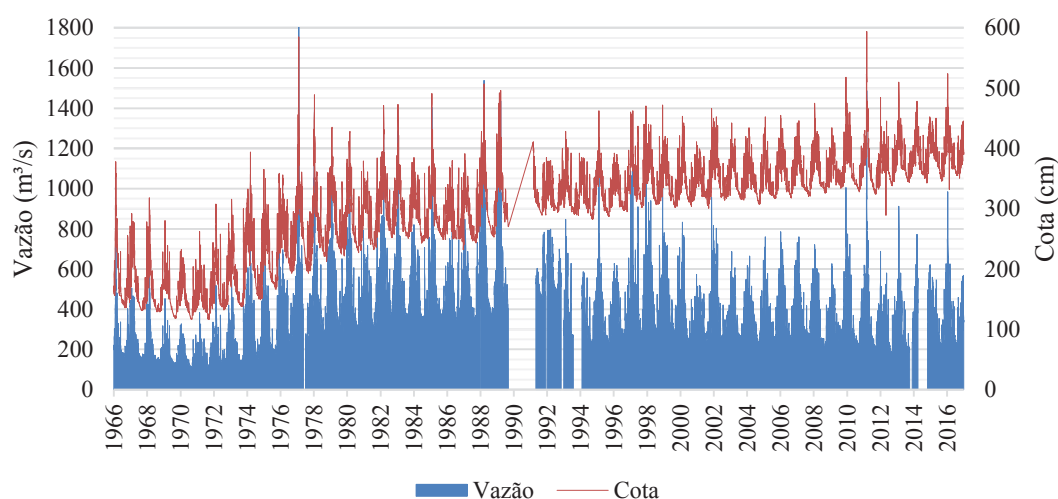


entre 116 cm e 600 cm (amplitude de 484 cm), com média de longo termo de 294 cm. A tendência positiva da série de cotas desde a década de 1990, enquanto na série de vazões não se observa tendência, é um indicativo da ocorrência de assoreamento.

Tabela 2 – Estatísticas das vazões médias de longo termo da estação fluviométrica de Coxim (66870000; 1966-2016).

	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Média Anual
MLT Médias Mensais (m³/s)	478	507	475	386	334	305	283	271	276	314	358	421	<b>353</b>
Desv.Pad (m³/s)	161	151	157	126	101	99	92	94	99	98	97	121	<b>116</b>
MLT Máximas Mensais (m³/s)	710	746	672	529	463	378	329	324	370	453	528	624	
MLT Mínimas Mensais (m³/s)	350	384	366	313	291	277	267	252	247	256	273	309	

Figura 18 – Séries de vazões e cotas médias diárias em Coxim (66870000).



Fonte: ANA (2017).

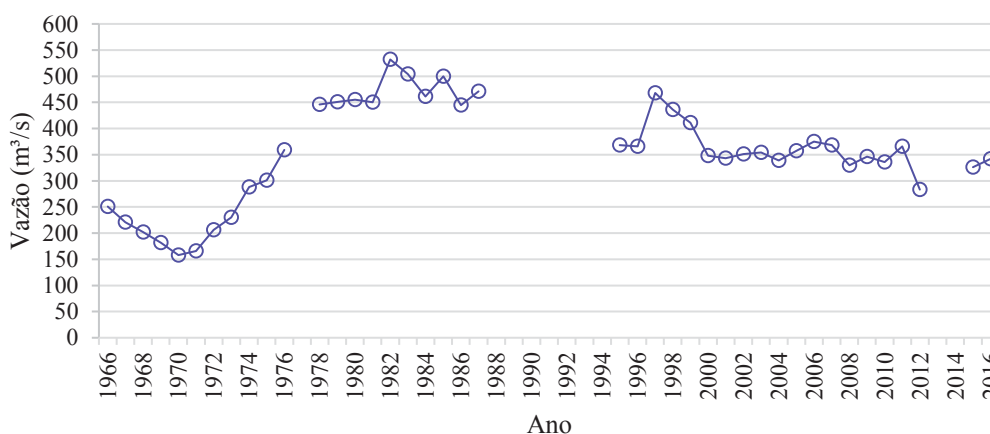
A Figura 19 ilustra a variabilidade interanual das vazões. A maior vazão média anual em Coxim foi de 532 m³/s em 1982, enquanto a menor foi 158 m³/s em 1970. É interessante observar a predominância de baixas vazões no período 1966-1973. Esses anos fazem parte de um ciclo de seca que ocorreu no Pantanal (1964-1973), com dez anos consecutivos de seca (GALDINO, 2002). Já a partir de 1974, iniciou-se um novo ciclo de cheia, com três das quatro maiores cheias do Pantanal (1982, 1988, 1995). Com isso o atual ciclo de cheia, com mais de 40 anos, é o maior de que se tem registro. Nesse ciclo ocorreram apenas cinco anos de seca (1994, 2001, 2005, 2009 e 2012).

Clarke et al. (2003) também constataram que houve uma alteração no regime hidrológico do Rio Paraguai e de alguns de seus afluentes no período entre 1960 e 1970. Ao

analisarem os dados de cotas da régua linimétrica de Ladário (66825000), observaram que as mudanças de regime hidrológico foram abruptas e que ocorreram tanto em valores médios como nas características da correlação interanual dos níveis observados.

Uma explicação para isso pode ser encontrada nas mudanças do regime pluviométrico. Uma análise detalhada das séries de precipitação diária de dois postos pluviométricos na região com maior evidência de mudanças de regime revelou que, durante a década de 60, os períodos secos foram mais longos e a intensidade de precipitação (nos dias que houve chuva) foi menor do que no período posterior a 1970 (CLARKE; TUCCI; COLLISCHONN, 2003).

Figura 19 – Variabilidade interanual das vazões em  $\text{m}^3/\text{s}$  em Coxim (66870000).



Fonte: ANA (2017).

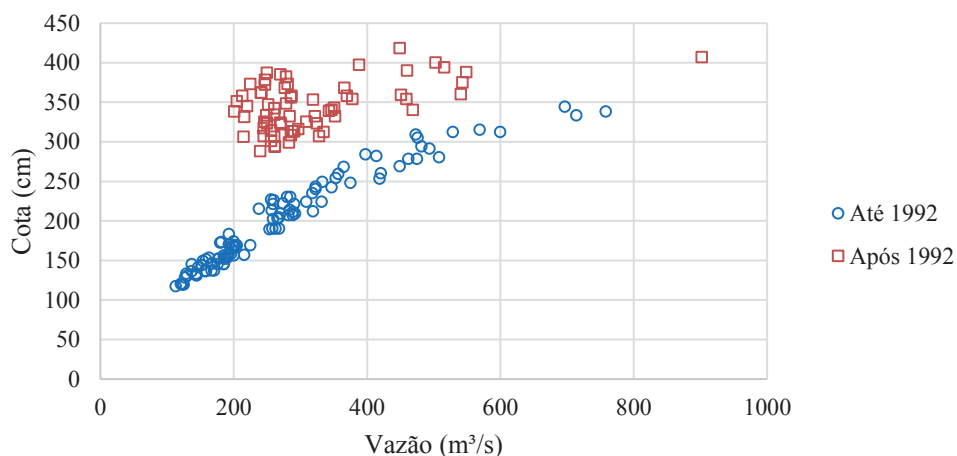
### 3.3 CURVA-CHAVE E SEÇÕES TRANSVERSAIS

Ainda em consulta ao banco de dados da ANA (2017), foram obtidos dados para a construção da curva-chave de Coxim (66870000) (seção P3 da Figura 12). Ao plotar os dados de descarga (Figura 20), observou-se a existência de duas nuvens de pontos distintas, uma com dados até 1992 e outra com dados após 1992. Não foi possível identificar o motivo dessa divergência, dada a ausência de informações no histórico da estação apresentado pela ANA. Entre as possibilidades pode-se citar a alteração da seção transversal com o passar do tempo devido a processos de assoreamento do rio, ou a substituição da régua linimétrica (com alteração da cota zero de referência).

Perfis batimétricos transversais medidos em diferentes anos na estação de Coxim (66870000) foram obtidos do banco de dados da ANA (Figura 21). Comparando os perfis de 1994 (em vermelho) e de 2018 (em verde), nota-se a redução da profundidade em alguns pontos (ocorrência de assoreamento). Neste período histórico (1994-2018), observam-se variações

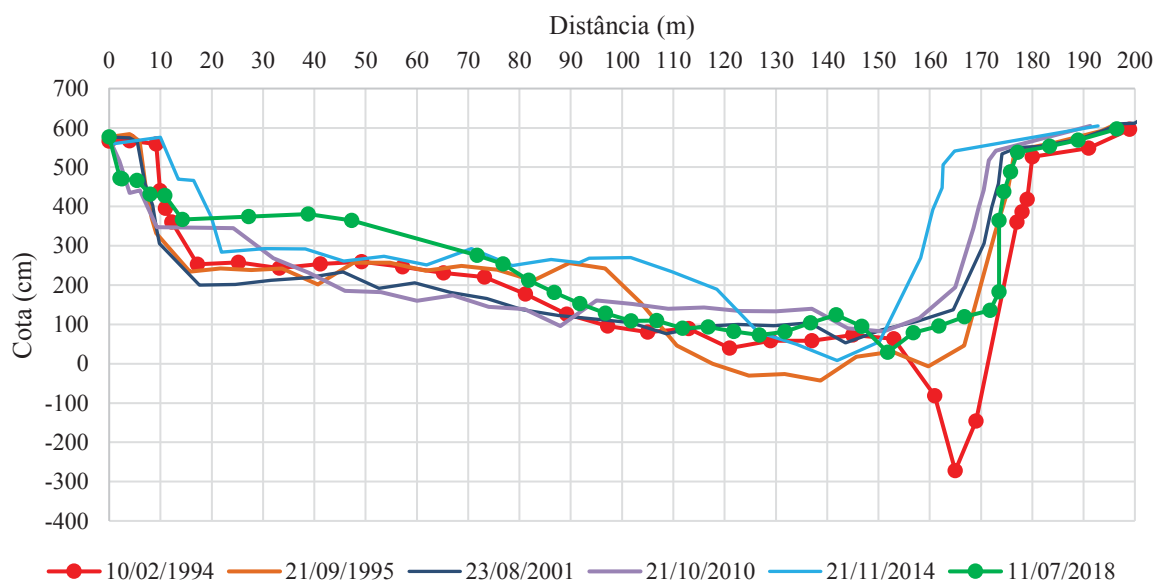
verticais das cotas do leito de até 5 metros em um mesmo ponto da seção transversal. O suposto assoreamento progressivo nas imediações da seção aos longos dos anos (desde antes de 1992) pode ser um indicativo do comportamento dos dados de descarga plotados na Figura 20, onde, para uma mesma vazão, as cotas de lâmina d'água são mais altas no período recente e mais baixas no período mais antigo (diferenças da ordem 1,5 m).

Figura 20 – Dados de descarga da estação fluviométrica de Coxim (66870000) no Rio Taquari.



Fonte: ANA (2017).

Figura 21 – Seção Transversal do Rio Taquari na estação fluviométrica de Coxim (66870000).



Fonte: ANA (2017).

## 4 MÉTODOS

A metodologia utilizada neste trabalho foi dividida em quatro etapas descritas a seguir. A primeira etapa contempla os levantamentos de campo. A segunda é o processamento dos dados coletados. A terceira é a quantificação do transporte de sedimentos através de diferentes métodos e equações. Na quarta etapa é aplicado um modelo hidromorfológico (Delft3D) calibrado e validado com as medições de campo.

### 4.1 LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Duas campanhas de campo foram realizadas (março de 2017 e janeiro/fevereiro de 2018) nos rios Taquari e Coxim, próximo à cidade de Coxim/MS, durante períodos de cheias. O objetivo das campanhas foi coletar dados de vazão, níveis d'água, velocidades do escoamento, profundidades (batimetria), transporte de sedimentos em suspensão e de fundo.

As atividades fazem parte de dois grandes projetos: 1) Projeto de Monitoramento de Recursos Hídricos Superficiais da Bacia do Rio Taquari (MORHIS), em convênio com a FINEP, coordenado pelo Professor Dr. Fábio V. Gonçalves, da Universidade Federal do Mato Grosso do Sul (UFMS); e 2) Estudo de Viabilidade Técnica, Econômica e Ambiental (EVTEA) da Hidrovia do Rio Paraguai, desenvolvido pelo ITTI/UFPR através de um termo de cooperação com o DNIT, coordenado pelo Professor Dr. Eduardo Ratton, da Universidade Federal do Paraná (UFPR, 2015).

Diversos profissionais, técnicos, alunos (de graduação e pós-graduação) e professores da UFPR e UFMS participaram tanto das coletas quanto do processamento dos dados. O autor desta tese participou diretamente em ambas as campanhas de campo nas medições com ADCP e com amostradores de sedimentos (Helley-Smith, USD-49 e USBM-54), sempre com o auxílio de outros colaboradores. Apoio técnico exclusivo foi fornecido para o georreferenciamento das medições com sistema GPS-RTK. Os dados processados integralmente por terceiros que foram utilizados nesta tese são as concentrações de sedimento em suspensão, as quais são importantes para quantificar o transporte em suspensão e compará-lo ao transporte de fundo.

Os equipamentos utilizados nos levantamentos de campo e suas aplicações são apresentados no Quadro 2. A descrição detalhada de cada equipamento é apresentada na sequência.

Quadro 2 – Equipamentos utilizados nas campanhas de campo no Rio Taquari.

Equipamento	Função
SonTek ADCP-M9	Medição de velocidades do escoamento, vazão, profundidades (batimetria), velocidade de deslocamento das partículas do leito (fundo móvel).
RTK LEICA 1200	Georreferenciamento das medições com ADCP.
USD-49	Medição da concentração de sedimentos em suspensão.
USBM-54	Coleta de amostras de sedimentos do leito.
Helley-Smith	Medição da taxa de transporte de sedimentos do leito.

#### 4.1.1 Vazões

O equipamento utilizado para as medições de vazões e velocidades do escoamento foi um Perfilador Acústico de Correntes por Efeito Doppler (ADCP), modelo M9, da marca SonTek. Este equipamento é composto por uma sonda com nove transdutores, sendo dois conjuntos de 4 transdutores (um conjunto com frequência 1 MHz e outro com 3 MHz) e um transdutor vertical (para medição da profundidade, com frequência 0,5 MHz). Os transdutores utilizados para medição de velocidade possuem inclinação de 25° com o feixe vertical. A sonda também possui uma bússola (resolução  $< 0,75^\circ$ ) para referenciar as medições e um sistema inercial para corrigir inclinações devido à atitude da embarcação (*pitch* e *roll*). O equipamento também possui GPS e PCM (*Power Communications Module* – componente que faz a comunicação entre sonda, GPS, computador e alimenta a sonda através de bateria) (SONTEK, 2016). O ADCP foi acoplado a uma embarcação de pequeno porte (“voadeira”) com motor de 25 HP (Figura 22). A Figura 23 ilustra os diferentes componentes do equipamento ADCP.

As medições com ADCP foram realizadas nas seções transversais correspondentes aos pontos P1, P2 e P3 indicados na Figura 12, isto é: duas seções no Rio Taquari, uma a montante (P1) e outra a jusante (P3) da confluência; e outra seção no Rio Coxim (P2). Foram efetuadas pelo menos 4 travessias em cada seção para calcular a vazão pela média temporal, atenuando o efeito de pulsação do rio. Os levantamentos foram efetuados entre os dias 20 e 23/03/2017 (primeira campanha) e entre 31/01/18 e 02/02/2018 (segunda campanha).

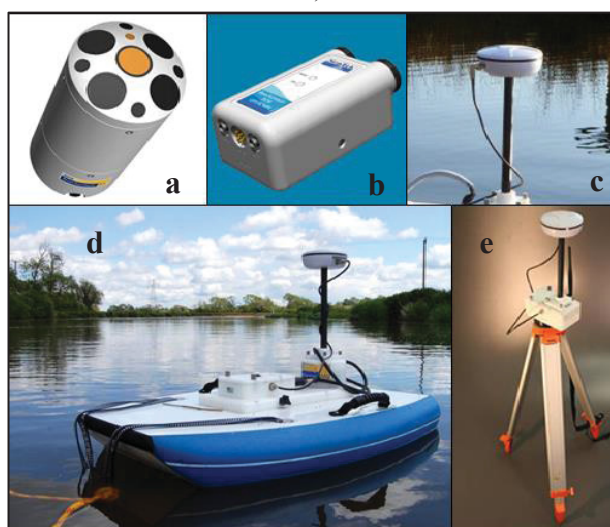
O equipamento RTK LEICA 1200 foi utilizado acoplado ao sensor de medição ADCP para melhorar a precisão de posicionamento da embarcação. Com esse sistema, espera-se uma precisão subdecimétrica na horizontal e submétrica na vertical. No método de posicionamento por correções diferenciais através da técnica RTK são rastreados simultaneamente dois pontos: um deles a estação de referência cujas coordenadas são conhecidas e inseridas no equipamento; e outro a estação móvel (*rover*), que recebe as correções diferenciais geradas na estação de referência (no formato RTCM) por meio de um sistema de

comunicação, por exemplo, um rádio (KRUEGER, 1996). Esta estação móvel foi acoplada a um bastão metálico fixado à embarcação. O conjunto RTK utilizado é composto por dois receptores GPS de dupla frequência (L1 e L2) *Leica 1200 GX GNSS* e um rádio *Pacific Crest PDL* (Figura 24).

Figura 22 – Medição com ADCP na seção transversal P1 (Taquari Montante).



Figura 23 – Equipamento ADCP. a) Sonda; B) PCM; C) GPS; D) Sonda, PCM e GPS montados em bóia; E) RTK.



Fonte: Adaptado de SONTEK (2016).

Figura 24 – Equipamentos RTK.



Leica GPS1200 GX1230



Pacific Crest PDL (estação base)

Fonte: JAYA SURVEYING (2017); HOUSTON TEST EQUIPMENTS (2017).

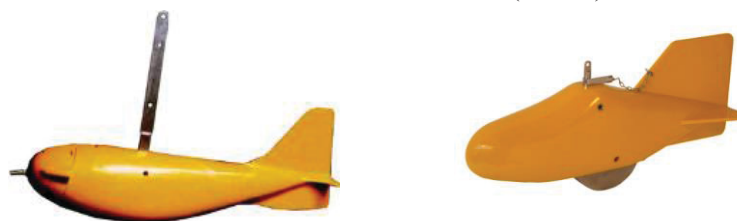


#### 4.1.2 Sedimentos

Na amostragem dos sedimentos em suspensão foi empregado o amostrador USD-49 (FISP, 1965) (Figura 25). Este amostrador pesa aproximadamente 28 kg e é usado para amostragem por integração vertical, sendo adequado para escoamentos com profundidade inferior a 5 m, onde as velocidades não excedam 2 m/s. É composto de um corpo hidrodinâmico, feito de bronze, dentro do qual é colocada uma garrafa (473 ml) para coletar a amostra de água e sedimentos. O equipamento possui um sistema de abertura, que permite o acesso ao compartimento de amostragem. A entrada da amostra ocorre através de um orifício na parte frontal do amostrador, onde é inserido um dos três bicos calibrados disponíveis (com diâmetros de 1/8", 3/16" e 1/4"). A velocidade de percurso ao longo da vertical, ou razão de trânsito, é função da velocidade média do fluxo, da profundidade e do diâmetro do bico.

Para a coleta de amostras de sedimento da superfície do leito foi utilizado o amostrador USBM-54 (DAVIS, 2005) (Figura 25). Este amostrador é feito de ferro fundido e pesa 45 kg. É usado para coletar amostras de areia e cascalho do leito de rios, lagos ou reservatórios. A penetração no leito é de aproximadamente 5 cm de profundidade. O recipiente coletor tem formato de cunha, é ativado por mola (ao reduzir a tensão no cabo que suspende o amostrador quando este atinge o fundo) e acomoda aproximadamente 300 cm<sup>3</sup> de material. Um guincho manual auxiliou na operação dos amostradores USD-49 e USBM-54.

Figura 25 – Amostrador de sedimento em suspensão modelo USD-49 (esquerda) e amostrador de sedimento do leito USBM-54 (direita).



A medição da descarga sólida do leito foi efetuada com armadilhas modelo Helley-Smith (Figura 26). Na primeira campanha, foi utilizada uma armadilha (HS1) com peso aproximado de 20 kg, enquanto na segunda campanha a armadilha (HS2) era mais robusta, com peso de 30 kg. Além disso, a espessura da chapa das paredes do bocal no modelo da primeira campanha é mais fina (HS1: 2 mm < HS2: 5 mm). As alças que formam a estrutura da armadilha também apresentam pequena diferença, estando mais próximas da base do bocal em HS2. Essas diferenças podem ter influenciado os resultados das medições, conforme será discutido adiante. O modelo da primeira campanha possui bocal com 9,0 cm x 9,0 cm, enquanto o da segunda



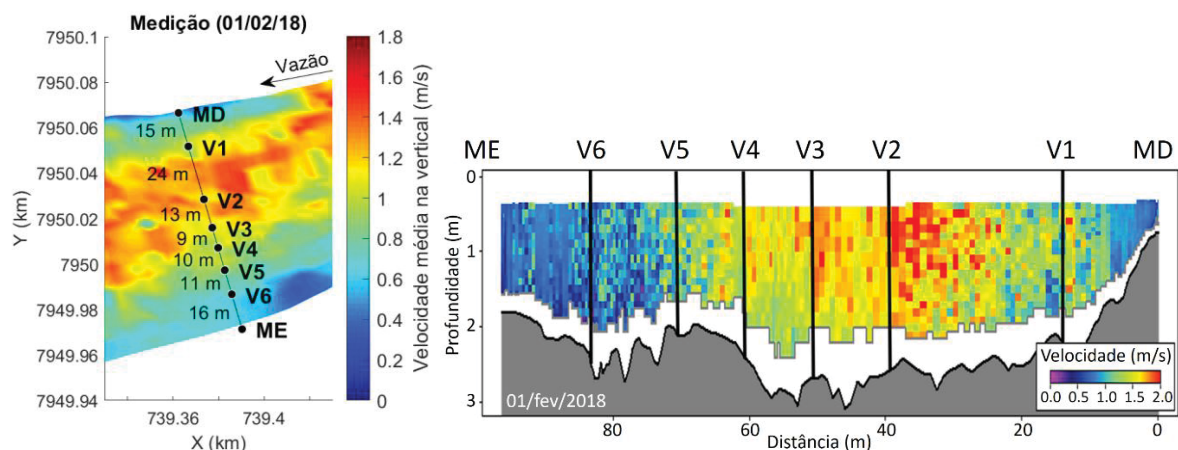
campanha tem largura de 8,89 cm e altura de 7,50 cm. Foram utilizadas sacas para retenção de sedimentos com malha de 42  $\mu\text{m}$  (HS1) e 63  $\mu\text{m}$  (HS2). Embora tenha sido acoplada uma câmera em HS2 para monitorar a entrada de sedimentos, a elevada turbidez do Rio Taquari prejudicou a qualidade das imagens.

Figura 26 – Armadilha de sedimentos modelo Helley-Smith (esquerda: 1ª campanha; direita: 2ª campanha).



As coletas com HS foram realizadas em 6 verticais ao longo da seção transversal em P1 (Figura 27), com espaçamento variando entre 10 e 25 m entre cada vertical e duração de 2 ou 5 minutos (dependendo da velocidade das partículas e da taxa de enchimento da saca do HS). As medições ocorreram nos dias 20/03/2017, 31/01/2018 e 01/02/2018, quando as vazões medidas foram de 259  $\text{m}^3/\text{s}$ , 226  $\text{m}^3/\text{s}$  e 261  $\text{m}^3/\text{s}$ , respectivamente. Na primeira campanha, foi coletada apenas uma amostra por vertical. Na segunda campanha, foram coletadas quatro amostras por vertical, com o objetivo de reduzir as incertezas associadas ao método.

Figura 27 – Localização das verticais de medição de descarga sólida do leito com Helley-Smith.



Testes de fundo móvel (FM) foram efetuados com ADCP nas mesmas verticais onde foram coletadas as amostras de sedimentos com HS. Em função da disposição dos instrumentos dentro do barco, tentou-se manter a menor distância possível entre os pontos de medição com HS e ADCP (na prática não superou 3 metros). Os resultados dos testes de FM serviram para dois propósitos: 1) corrigir as vazões estimadas pelo *Bottom-Tracking* (pós-processamento dos dados explicado na próxima seção); e 2) estimar a descarga sólida do leito.

#### 4.1.3 Batimetrias e Campos de Velocidades

Levantamentos batimétricos em rios são geralmente feitos em momentos distintos das medições de velocidades da água e das medições de transporte de sedimentos. Isto ocorre devido a questões logísticas ou interferências entre os distintos equipamentos que são utilizados em cada medição. Um dos diferenciais deste trabalho está na aplicação de um único equipamento (o ADCP) para coletar simultaneamente dados de batimetria e velocidades do escoamento, a partir dos quais pode-se estimar a descarga sólida do leito.

Dados batimétricos foram coletados nas duas campanhas de campo (março/2017 e fevereiro/2018), por meio de perfis transversais, longitudinais e oblíquos ao escoamento, em uma área com aproximadamente 1 km de extensão (380 m a montante e 620 m a jusante da seção transversal P1, no Rio Taquari).

Utilizou-se o equipamento ADCP acoplado a um sistema RTK LEICA 1200, visando determinar o posicionamento da embarcação com precisão subdecimétrica na horizontal e submétrica na vertical. Na segunda campanha, as medições foram efetuadas utilizando o software *HydroSurveyor* da SonTek (SONTEK, 2014), o qual permite obter dados batimétricos dos 5 feixes do ADCP (Figura 28) ao mesmo tempo em que são medidas as velocidades do escoamento (Figura 29).

Fatores como a influência de obstáculos (árvores ou construções) e o multicaminhamento (reflexão dos sinais em uma ou mais superfícies antes de atingir a antena do receptor) podem reduzir a precisão dos dados coletados. As profundidades medidas com ADCP possuem precisão subcentimétrica (SONTEK, 2016), mas erros de reflexão também reduzem essa precisão e podem gerar valores incorretos (HASUDA, 2020<sup>3</sup>). Assim, os dados coletados foram analisados e valores inconsistentes foram eliminados ou corrigidos no pós-processamento.

---

<sup>3</sup> Tese de Doutorado de Laís Hasuda, pelo PPGERHA-UFPR, no prelo, com previsão de defesa em 2020.

Figura 28 – Interface do software *HydroSurveyor* com os dados batimétricos coletados com ADCP (02/02/2018).

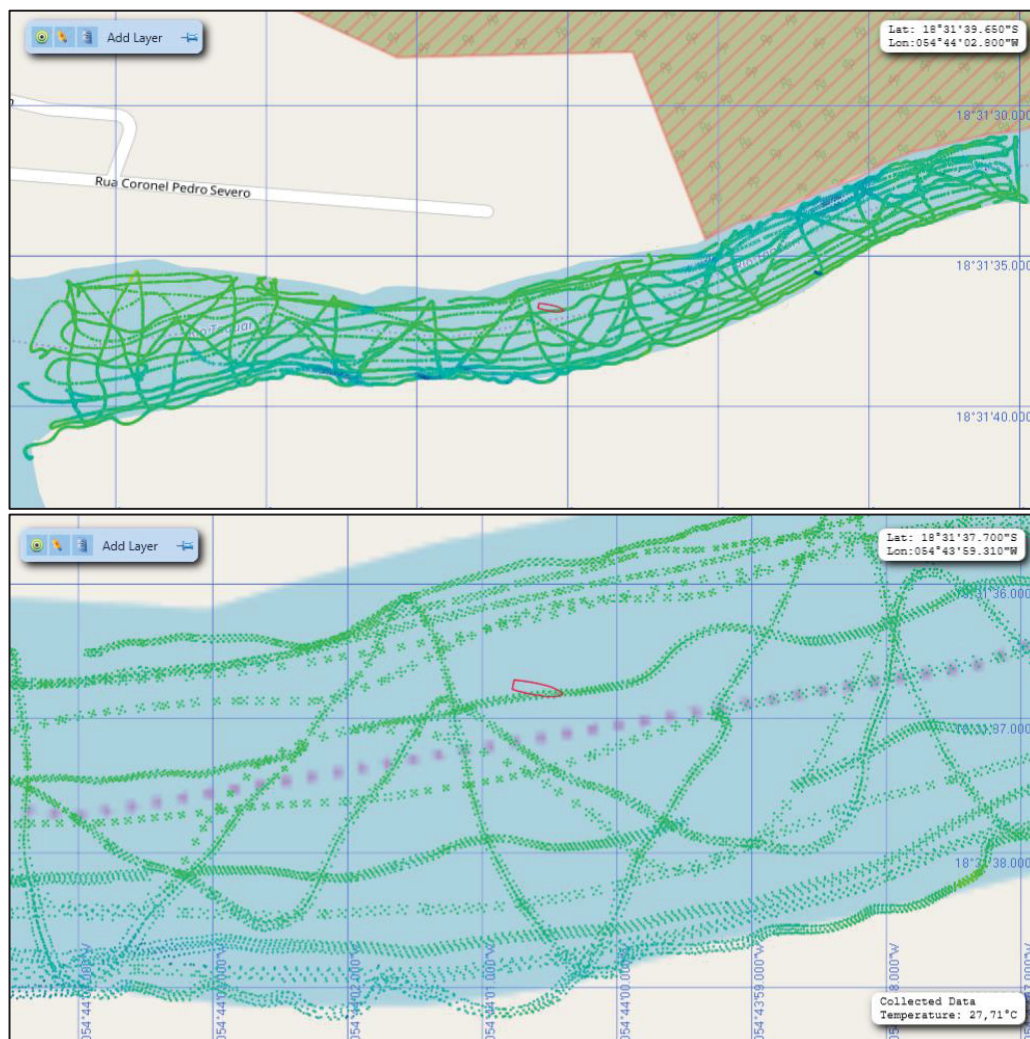
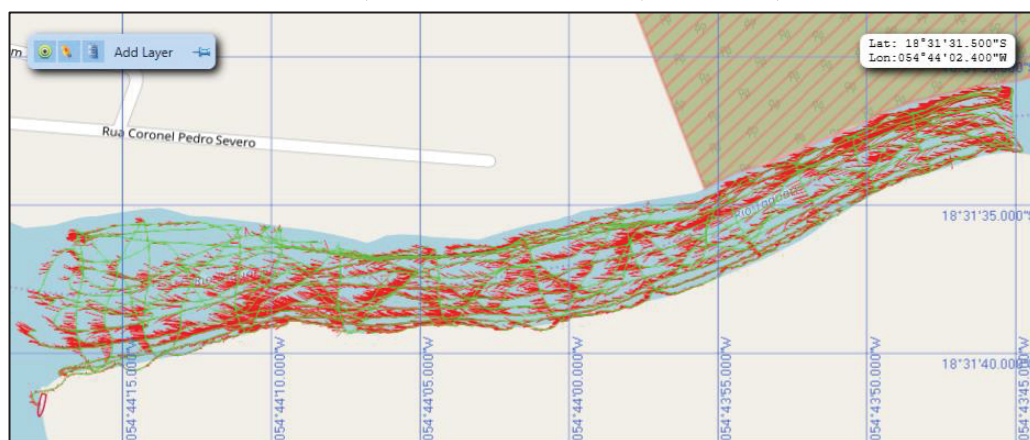


Figura 29 – Interface do software *HydroSurveyor* com os vetores de velocidades do escoamento (em vermelho) medidos com ADCP (02/02/2018).



## 4.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Após os levantamentos de campo efetuados nos rios Taquari e Coxim em março/2017 e janeiro-fevereiro/2018, foi realizado o processamento dos dados coletados: vazões, sedimentos, batimetrias, campos de velocidades do escoamento.

### 4.2.1 Vazões

Os dados de velocidade medidos com ADCP nas seções transversais foram processados através dos softwares *RiverSurveyor* da SonTek e QRev 3.35 do USGS (MUELLER, 2016a, 2016b). As análises de qualidade e consistências dos dados seguiram o procedimento padrão do *United States Geological Survey* (USGS) (MUELLER; WAGNER, 2009) e recomendações complementares (GAMARO, 2012).

Para calcular a vazão com precisão deve-se configurar parâmetros como: declinação magnética na região do levantamento, profundidade dos transdutores, métodos de extrapolação das margens e do fundo, referência de profundidade (VB – *Vertical Beam* ou BT – *Bottom Tracking*) e referência de trajeto (*Bottom Tracking*, GGA ou VTG).

A referência de trajeto é importante que seja definida com cautela para que a vazão calculada não seja subestimada, principalmente quando há fundo móvel (FM), ou seja, transporte de sedimentos do leito, o qual é interpretado pelo *Bottom Tracking* do ADCP como se a embarcação estivesse se deslocando para montante. O FM causa o aparente aumento da velocidade do barco para montante e a consequente redução das velocidades da água, resultando em vazões mais baixas.

Dessa forma, se o ADCP estiver conectado a um sistema de posicionamento RTK-GPS, por exemplo, deve-se preferir pela utilização das referências baseadas neste tipo de posicionamento, desde que a qualidade do sinal seja garantida durante todo o levantamento. Há duas opções disponíveis para seleção na interface do software: GGA e VTG, as quais são mensagens NMEA com correções diferenciais de fase que fornecem o posicionamento horizontal e a velocidade da embarcação utilizando sinais de satélites.

Em caso contrário, na impossibilidade de acoplamento com equipamentos GPS ou quando a qualidade do sinal é duvidosa, recomenda-se a execução de testes de fundo móvel com o ADCP parado em algumas verticais da seção para que se possa futuramente corrigir a vazão calculada. No pós-processamento dos dados levantados em campo, foram avaliadas as três alternativas (BT, GGA e VTG), de modo a garantir a consistência dos dados.

As medições de FM também podem ser utilizadas para estimar a descarga sólida do



leito. Neste cálculo, considera-se a velocidade do fundo medida, a densidade do material do leito e a espessura da camada de sedimentos transportada (adotou-se o dobro do diâmetro  $d_{50\%}$  das partículas, conforme EINSTEIN, 1950). Os resultados das medições realizadas no Rio Taquari são apresentados no capítulo 5 .

Outros critérios mínimos de qualidade devem ser observados durante e após as medições para validar a estimativa de vazão (GAMARO, 2012; MUELLER; WAGNER, 2009):

- O percentual da área medida em cada seção transversal deve ser superior a 50% (bom), sendo considerado muito bom quando for maior que 75%;
- O valor de vazão de cada travessia deve estar dentro da faixa de variação de 5% em relação à média de todas as travessias medidas;
- O coeficiente de variação (CV) das medições deve ser inferior a 3%;
- Esperam-se valores do sinal HDOP (*horizontal dilution of precision*) inferiores a 2, ou com variação inferior a 1 durante a travessia, para garantir precisão no posicionamento horizontal e na estimativa de velocidade da embarcação;
- O percentual de verticais inválidas (*bad ensembles*) deve ser inferior a 10%;
- O percentual de células inválidas (*bad bins*) deve ser inferior a 25%;
- Velocidade do barco inferior à velocidade do escoamento durante a travessia.

#### 4.2.2 Sedimentos

Os levantamentos sedimentológicos envolveram medições de sedimentos em suspensão e do leito. O equipamento USD-49 foi empregado para coletar amostras de sedimento em suspensão integradas na vertical em vários pontos de cada seção transversal. As amostras foram analisadas em laboratório em relação aos parâmetros de concentração e granulometria.

Para a determinação da concentração dos sedimentos em suspensão (CSS) foi aplicado o método de filtração (APHA, 2017). Entre os materiais utilizados, pode-se citar: bomba de vácuo, balança analítica (precisão  $\pm 0,0001\text{g}$ ), dessecador, estufa ( $105 \pm 5^\circ\text{C}$ ), mufla ( $550 \pm 5^\circ\text{C}$ ), pinça simples metálica ou de madeira e espátula, porta filtro, membrana de filtração de fibra de vidro, proveta graduada (50ml ou 100ml), pipeta graduada e volumétrica, cadinho de porcelana de 50ml de capacidade, conjunto kitassato para filtração.

O material do leito foi coletado com o equipamento USBM-54 e as amostras foram submetidas a análises granulométricas em laboratório. Os sedimentos que compõem a descarga sólida do fundo foram coletados com o amostrador Helley-Smith, o qual foi posicionado no leito por períodos de 2 a 5 minutos em diferentes verticais. Essas amostras foram pesadas e

também submetidas a análises granulométricas. O equipamento Microtrac S3500 foi utilizado para a determinação da granulometria dos sedimentos (suspensão e fundo) através de processos de difração a laser.

Os laboratórios utilizados para análise dos dados coletados em campo são apresentados no Quadro 3.

Quadro 3 – Laboratórios utilizados para análise dos dados coletados no Rio Taquari.

<b>Laboratório</b>	<b>Instituição</b>	<b>Atividade desenvolvida</b>
Laboratório de Análise de Minerais e Rochas (LAMIR)	UFPR	Análise granulométrica de sedimentos do leito.
Laboratório de Engenharia Ambiental Francisco Borsari Netto (LBEAM)	UFPR	Análise da concentração de sedimentos em suspensão; secagem e pesagem das amostras de sedimentos coletadas com Helley-Smith.
Laboratório de Qualidade Ambiental (LAQUA)	UFMS	Análise da concentração de sedimentos em suspensão.
Laboratório de Hidrologia, Erosão e Sedimentos (HEROS)	UFMS	Secagem e pesagem das amostras de sedimentos coletadas com Helley-Smith.

#### 4.2.3 Batimetrias e Campos de Velocidades

O pós-processamento dos dados batimétricos coletados com ADCP através do software *HydroSurveyor* consistiu na construção de um Modelo Digital do Terreno Submerso (MDTS) para cada dia de levantamento. Os dados de velocidades da água também foram coletados através do *HydroSurveyor* e permitiram mapear e analisar os campos de velocidades do escoamento em toda a região de estudo.

Devido a oscilações na qualidade do sinal GPS durante as medições, foram observados erros grosseiros nos valores de altitude da embarcação (representativa do nível d'água), os quais foram analisados e corrigidos através de inspeção visual, interpolações e eliminação de dados espúrios. Os dados batimétricos foram ajustados em função dos níveis d'água corrigidos, obtendo-se valores de altitude (elevação) do leito. Esses valores foram interpolados em duas grades curvilíneas com resoluções diferentes, empregando de maneira subsequente os métodos de média entre células adjacentes, interpolação triangular e difusão interna (disponíveis através da ferramenta QuickIn do Delft3D).

A primeira grade (30x200 células), com resolução variando entre 3 m e 6 m (média de 4 m), foi utilizada nas simulações do Delft3D. Nesta grade foram interpolados tanto os dados batimétricos para construção dos MDTS, quanto os dados de velocidades do escoamento. Estas informações foram utilizadas para calibrar e validar o modelo hidromorfológico.

A segunda grade (88x601 células) consistiu em um refinamento (fator 3) da primeira

grade, apresentando resolução variável entre 0,8 m e 2,4 m, com média de 1,6 m na longitudinal e 1,1 m na transversal (área média dos elementos da grade de 1,8 m<sup>2</sup>). Os MDTS gerados por interpolação nesta segunda grade (mais refinada) foram utilizados para analisar a morfologia do leito e obter parâmetros para aplicação do Método ISSDOTv2 modificado, tais como: altura, comprimento e velocidade de deslocamento das dunas (comparação de MDTS de dias distintos).

#### 4.3 QUANTIFICAÇÃO E ANÁLISE DO TRANSPORTE DE SEDIMENTOS

A descarga sólida do leito na área de estudo foi quantificada através de diferentes métodos (diretos e indiretos), os quais são apresentados no Quadro 4.

Quadro 4 – Métodos utilizados para quantificar a descarga sólida do leito.

Método	Categoria	Abreviação	Referências
Amostrador Helley-Smith	Direto	HS	Helley; Smith (1971)
Medições de fundo móvel com ADCP ( <i>Bottom Tracking</i> )	Direto	ADCP-BT	Villard; Church; Kostaschuk (2005)
Método de Meyer-Peter-Müller	Indireto	MPM	Meyer-Peter; Müller (1948)
Método de Einstein	Indireto	E	Einstein (1950)
Método de Einstein-Brown	Indireto	EB	Brown (1950)
Método de Kalinske	Indireto	K	Kalinske (1947)
Método de Van Rijn	Indireto	VR	Van Rijn (2007)
Método de Integração da Diferença de Superfícies Através do Tempo Modificado	Indireto	ISSDOTv2 <sup>4</sup> modificado	Abraham et al. (2015); Abraham; Kuhnle; Odgaard (2011); Shelley; Abraham; Mcalpin (2013)

Apesar das incertezas associadas à utilização do amostrador Helley-Smith (comentários na seção 5.1.1), especialmente quando se trata de um rio com presença de dunas e elevadas velocidades e descargas sólidas, esta foi a única armadilha de sedimentos empregada. Seus resultados serviram para estimativa da ordem de grandeza da descarga sólida do leito e para comparação com os outros métodos.

Inicialmente foram calculadas as descargas sólidas nas verticais e seções transversais. Na sequência foram avaliados perfis batimétricos longitudinais extraídos dos MDTS com a presença de dunas. Devido à grande quantidade de perfis longitudinais (mais de 80) e à variação das formas do leito ao longo de cada perfil, não foi possível utilizar o Método das Dunas e Rugas (RICHARDSON; SIMONS; POSAKONY, 1961), por ser uma metodologia

<sup>4</sup> ISSDOTv2 – *Integrated Section Surface Difference Over Time*.



que requer aplicação individualizada a cada duna. Por esse motivo, optou-se pelo Método ISSDOTv2 modificado, o qual foi aplicado sobre perfis batimétricos longitudinais dos dias 01 e 02 de fevereiro de 2018, não exigindo a discriminação individualizada de todas as formas do leito presentes na região. O termo “modificado” é referente ao uso de perfis longitudinais com dados batimétricos interpolados, provenientes das medições com ADCP, enquanto o método original utiliza perfis medidos com ecobatímetro multifeixe (ou similar, de maior resolução espacial).

Os métodos e formulações foram implementados através dos softwares Excel e Matlab. Uma adaptação da equação (10) apresentada na seção 2.2 foi proposta por Abraham et al. (2015), resultando na equação (44).

$$q_{s1} = \frac{(1 - p) \cdot \rho_s \cdot V_{erod}}{1,82 \cdot \Delta t_{bat} \cdot \#dunas} \quad (44)$$

Onde: o fator 1,82 (em vez de 2) é utilizado devido ao formato não exatamente triangular das dunas;  $\#dunas$  é a quantidade de dunas no perfil longitudinal avaliado.

Para aplicação do Método ISSDOTv2 é necessário que os volumes de erosão (obtidos da subtração de dois perfis batimétricos) sejam iguais ou muito próximos aos volumes de deposição. Em rios, ao contrário de experimentos em laboratório, normalmente essa condição não é observada, pois o escoamento é não-permanente, a interação entre turbulência e altas tensões de cisalhamento no fundo provocam a suspensão de partículas do leito e o material erodido de uma duna muitas vezes não deposita na duna subsequente, sendo transportado para outras dunas mais a jusante. Abraham et al. (2015) recomendam que a razão entre os volumes de erosão e de deposição esteja entre 0,8 e 1,2 (variação de 20%), do contrário não se deve utilizar o perfil para aplicação do método.

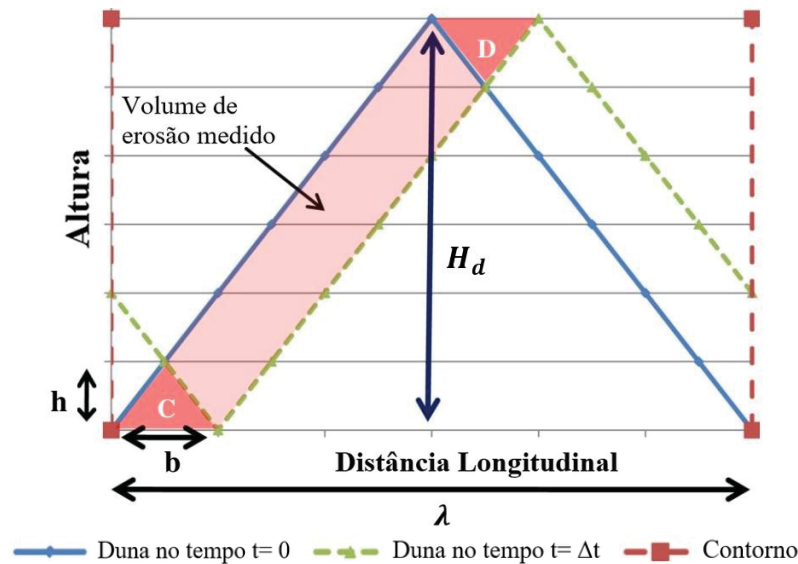
Além disso, um erro sistemático inerente à metodologia e que subestima os resultados está diretamente relacionado ao intervalo de tempo entre as medições e à velocidade de deslocamento das formas de fundo. No processo de subtração das batimetrias para obtenção dos volumes de erosão, alguns volumes não são computados (triângulos C e D na Figura 30). Quanto maior o intervalo de tempo e a velocidade das dunas, maior será o volume perdido e menor será a descarga sólida do leito calculada. Shelley et al. (2013) apresentam um procedimento para correção deste erro sistemático (equação (45)), possibilitando a aplicação do Método ISSDOTv2 e a obtenção de resultados com boa acurácia mesmo quando o intervalo de tempo entre as medições batimétricas é elevado.

$$q_{s1.corr} = q_{s1} + \frac{v_d^2 \cdot \Delta t_{bat} \cdot H_d \cdot \rho_s}{2 \cdot \lambda} \quad (45)$$

Onde:  $q_{s1}$  é a descarga sólida do leito (kg/s.m) calculada pela equação (44);  $q_{s1,corr}$  é a descarga sólida corrigida (kg/s.m);  $\lambda$  é o comprimento da duna (m);  $H_d$  é a altura da duna (m); e  $v_d$  é a velocidade de deslocamento (ou celeridade) da duna (m/s) no intervalo de tempo  $\Delta t_{bat}$  (s).

Portanto, o termo de correção da equação (45) requer valores de comprimento, altura e celeridade da duna. Todavia, em um perfil longitudinal podem ser encontradas dunas com variadas formas, tamanhos e velocidades de deslocamento. Visando eliminar a subjetividade na definição destes parâmetros, foi aplicada uma metodologia baseada no uso de filtros *spline* robustos e transformadas contínuas de *wavelets* (GUTIERREZ et al., 2013, 2018). Assim, foi possível discriminar e hierarquizar quantitativamente as características morfológicas do leito com maior objetividade.

Figura 30 – Esquema ilustrando o erro sistemático (perda de volumes) no Método ISSDOTv2.



Fonte: SHELLEY; ABRAHAM; MCALPIN (2013)

O Método ISSDOTv2 modificado foi aplicado na região central da área de estudo, em um trecho com aproximadamente 300 m de extensão e 85 perfis longitudinais espaçados em aproximadamente 1,15 m. Esta área compreende a seção transversal P1 (Taquari Montante) onde foram realizadas as medições de campo. Os perfis longitudinais foram extraídos da grade refinada onde foram interpolados os dados batimétricos coletados em fevereiro/2018. Assim, foram analisados pares de perfis longitudinais, comparando-se informações batimétricas interpoladas sempre nos mesmos pontos do domínio, referentes aos dias 01/02/2018 e 02/02/2018.

Somente 33 perfis foram selecionados (39%), por apresentarem razão entre volumes

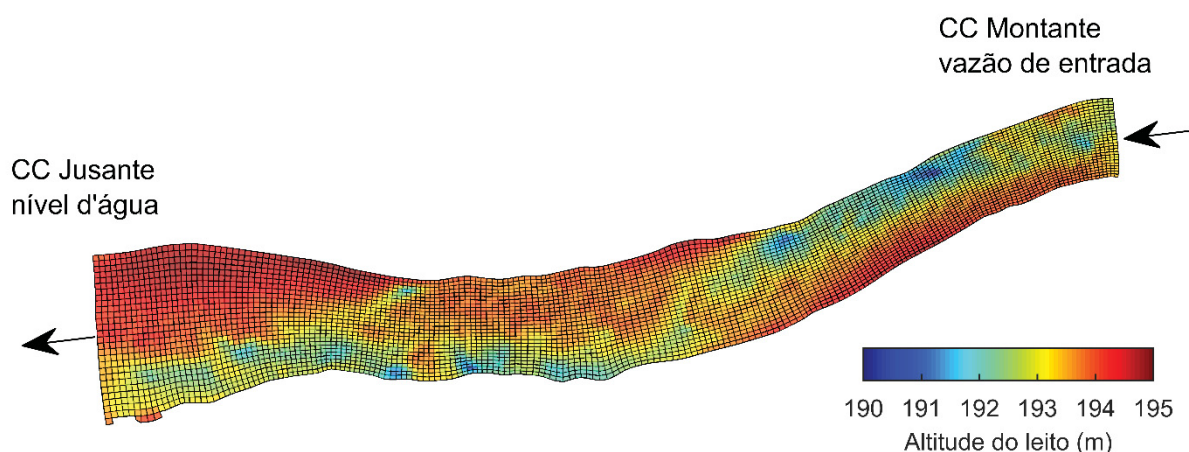
de erosão e deposição dentro da faixa de 20% (intervalo de 0,8 a 1,2). As descargas sólidas foram calculadas para cada um dos perfis selecionados e posteriormente corrigidas de acordo com as características das dunas obtidas pela análise de *wavelets*. Os resultados foram extrapolados para as outras longitudinais que haviam sido descartadas inicialmente. A descarga sólida de fundo na seção transversal foi calculada através da soma das descargas sólidas de todos os perfis longitudinais. Este valor foi comparado aos valores obtidos por outros métodos (capítulo 5).

#### 4.4 MODELAGEM HIDROMORFOLÓGICA

A modelagem hidromorfológica da área de estudo foi implementada com os dados obtidos na segunda campanha de campo (dias 01 e 02 de fevereiro de 2018). Inicialmente, foi calibrado apenas o módulo hidrodinâmico em regime permanente, com as características hidráulicas observadas em 01/02/2018. Como condição inicial foi definido nível d'água homogêneo (na cota 196 m) em todo o domínio, o qual convergiu rapidamente após o início da simulação. Como condição de contorno foi estabelecida vazão de entrada permanente a montante ( $Q = 261 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e nível d'água constante a jusante (195,6 m).

A grade utilizada na modelagem tem resolução média de 4 m (Figura 31), sendo composta por 30 células na direção transversal e 200 na longitudinal. O parâmetro de calibração foi o coeficiente de rugosidade do leito (coeficiente de Manning), o qual foi testado com valores constantes e variáveis no espaço. A comparação dos resultados da modelagem hidrodinâmica com as medições de campo foi feita a partir da análise de: 1) níveis d'água; e 2) velocidades do escoamento.

Figura 31 – Grade e condições de contorno utilizadas na modelagem hidromorfológica no software Delft3D.



Na sequência, foram calibrados os módulos de transporte de sedimentos (SED) e de morfologia (MOR). Novamente foram realizadas simulações em regime permanente (01/02/2018), utilizando a rugosidade calibrada anteriormente. Foram testadas diferentes frações de sedimento nas simulações, usando sedimentos coesivos e não-coesivos com variadas granulometrias. O parâmetro de atraso morfológico foi adotado igual a 180 minutos (tempo necessário para a simulação hidrodinâmica estabilizar), ativando-se a atualização morfológica após esse período.

Como condição inicial, adotou-se concentração nula em todo o domínio para todas as frações de sedimento. Como condição de contorno a montante, adotou-se perfis de concentração em equilíbrio, o que significa que os sedimentos em suspensão entram no sistema adaptados às condições do escoamento local, buscando reduzir taxas de erosão/deposição excessivas nas proximidades da seção de entrada, o que é comum em modelagens morfodinâmicas (KASPRAK; WHEATON; HAFEN, 2015).

O modelo permite calibrar outros dois parâmetros que atuam diretamente no cálculo do transporte de sedimentos:  $f_{SUS}$  e  $f_{BED}$  (cujos valores são considerados unitários por padrão do software). O primeiro fator multiplica diretamente a concentração de sedimentos em suspensão ( $c_a$ ) na altura de referência de Van Rijn, apresentada na equação (21), afetando portanto o transporte em suspensão. O segundo fator atua sobre a descarga sólida do leito (equação (27)), permitindo aumentar ou reduzir a intensidade do transporte. Foram testados valores para ambos os parâmetros no intervalo [0,6 – 1,4] (GRUNNET; WALSTRA; RUESSINK, 2004).

Além da formulação padrão utilizada no Delft3D para estimar a descarga sólida do leito (VAN RIJN, 2003), também foram testadas as equações de Engelund-Hansen (1967) e Meyer-Peter-Müller (1948), as quais foram calibradas separadamente através de seus respectivos coeficientes de calibração  $\alpha$  (ver equações (31) e (32), na página 47). Assim, os resultados dos modelos utilizando cada uma dessas formulações serão doravante referenciados pelas iniciais: VR, EH e MPM.

Adicionalmente, foram utilizados *Trachytopes* (ver seção 2.4.4, página 49) para atualizar continuamente as alturas de rugosidade do leito durante as simulações. Essa abordagem foi aplicada com as três formulações de descarga sólida supracitadas (VR, EH e MPM). Não foi realizada calibração dos parâmetros dos *Trachytopes*, sendo utilizados valores padrão do software. O objetivo foi testar essa ferramenta e analisar seus resultados em comparação com os modelos sem *Trachytopes*.

Foram simulados diversos cenários com diferentes configurações para um período

de 27 horas, sendo 3 horas de aquecimento do modelo (estabilização hidrodinâmica) e 24 horas de alterações morfológicas. A análise dos resultados considerou três aspectos: descarga sólida do leito, descarga sólida em suspensão e taxas de erosão/deposição. Os resultados do modelo em regime permanente foram comparados com as medições de campo (01/02/2018) e com os outros métodos.

Conforme será discutido adiante, não foi possível obter uma configuração ideal onde os três aspectos foram atendidos integralmente. Como o foco principal foi representar adequadamente as alterações morfológicas na região de estudo, preferiu-se calibrações com melhores resultados em termos de descarga sólida do leito e taxas de erosão/deposição, aceitando-se um prejuízo na representação do transporte em suspensão.

As calibrações que apresentaram os melhores resultados foram selecionadas para continuar as simulações. Assim, preparou-se o modelo para simular o cenário não-permanente, entre os dias 01 e 02 de fevereiro de 2018, com 24 horas de duração. As condições de contorno foram alteradas, com vazão variando na seção de entrada ( $261 \text{ m}^3/\text{s}$  a  $373 \text{ m}^3/\text{s}$ ) e nível variando na seção de saída (195,6 m a 195,74 m) conforme as medições de campo. A validação do modelo se deu a partir da avaliação dos resultados de níveis d'água, velocidades do escoamento, taxas de erosão/deposição e descargas sólidas do leito.

O passo temporal adotado foi de 1 segundo em todas as simulações, o que garantiu a estabilidade do modelo e baixos valores do número de Courant. Para representar os campos de velocidade do escoamento, foram utilizadas 10 camadas com espessura variável em relação à profundidade: 20%, 20%, 15%, 12%, 10%, 8%, 6%, 4%, 3%, 2% (ordem da superfície para o fundo), garantindo um maior detalhamento na proximidade do leito, onde existem maiores gradientes de velocidade. Nas simulações morfológicas, considerou-se uma camada de sedimentos no leito com grande espessura, não havendo limitação na disponibilidade de sedimentos para transporte.

As descargas sólidas de fundo resultantes dos modelos foram comparadas com as medições (Helley-Smith e ADCP-BT), com as equações de transporte e com o método ISSDOTv2 modificado (descritos nas seções 2.2 e 4.3). As características das formas do leito (altura e comprimento das dunas) foram avaliadas através da ferramenta do Delft3D denominada *dune height predictor* e os resultados foram comparados com as medições de campo, as quais foram processadas através da metodologia baseada em filtros *spline* robustos e transformadas contínuas de *wavelets* (GUTIERREZ et al., 2013, 2018).

## 5 RESULTADOS

Após a análise e processamento dos dados coletados em campo, foram aplicados métodos para estimativa do transporte de sedimentos de fundo na região do Rio Taquari, cujos resultados são apresentados a seguir.

### 5.1 MEDIÇÃO DE CAMPO

#### 5.1.1 Vazões

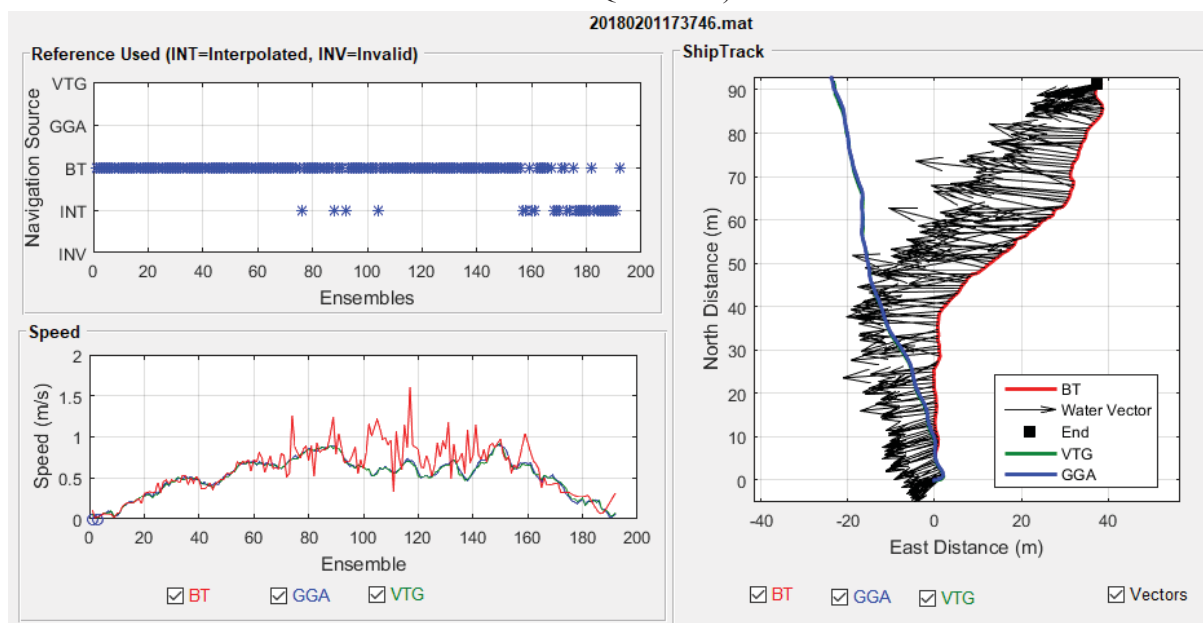
O pós-processamento das medições de vazão com ADCP consistiu na análise das travessias de cada seção transversal conforme o procedimento padrão do USGS (MUELLER; WAGNER, 2009). Para isso foi necessário ajustar alguns parâmetros de configuração através dos softwares *RiverSurveyor* e QRev 3.35 (Tabela 3).

A Figura 32 ilustra uma janela do software QRev 3.35 com dados de uma travessia realizada na seção P1-TM em 01/02/2018 para medição de vazão. O gráfico superior à esquerda apresenta a referência de trajeto utilizada em cada vertical de medição (*ensemble*), onde INT são dados interpolados e INV são dados inválidos. O gráfico inferior à esquerda informa as velocidades da embarcação durante a travessia de acordo com as três possíveis referências de trajeto (BT, GGA e VTG). No gráfico da direita, os vetores pretos representam as velocidades médias da água em cada *ensemble*. A ocorrência do trajeto do *Bottom-Track* (em vermelho) a montante dos trajetos referenciados por GPS (GGA e VTG sobrepostos no gráfico) é um indicativo da presença de fundo móvel, o que causa uma subestimativa na vazão calculada pelo *Bottom-Track* (BT). Assim, torna-se necessário corrigir a vazão do BT através dos testes de fundo móvel, ou usar diretamente a vazão do GGA ou VTG. Neste trabalho foram aplicadas as três alternativas para verificar a consistência dos dados.

Tabela 3 – Configurações das medições de ADCP.

Parâmetro	Configuração
Referência de Trajeto	<i>Bottom-Track</i> , GGA ou VTG
Referência de Profundidade	Feixe Vertical ou <i>Bottom-Track</i>
Sistemas de Coordenadas	ENU (East, North, Up)
Método de extrapolação das margens	Gradual
Extrapolação do fundo	Lei Exponencial (0,167)
Declinação Magnética	-17,7° (2017); -17,5 (2018)
Profundidade do Transdutor	5 cm (prancha), 18 cm ou 25 cm (suporte)

Figura 32 – Travessia realizada para medição de vazão na seção P1-TM em 01/02/2018 (janela do software QRev 3.35).



A partir dos critérios mínimos de qualidade, descritos na seção 4.2.1, foram selecionadas as travessias e as referências de trajeto que forneceram resultados de vazões mais consistentes para cada dia de levantamento.

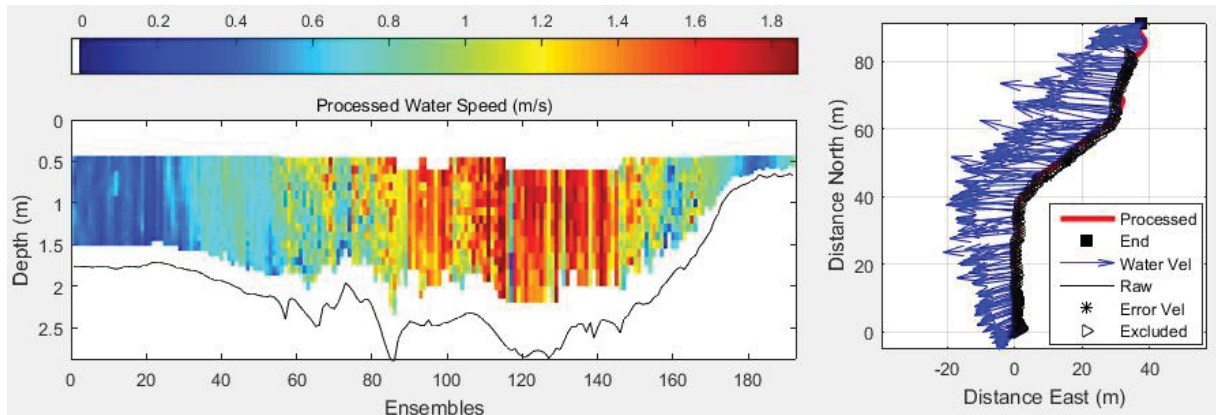
Os resultados das medições de vazão e cota do nível d'água nas 3 seções (P1, P2 e P3) são apresentados na Tabela 4. A Figura 33 ilustra a seção transversal em P1 (Taquari Montante) e as velocidades medidas com ADCP no dia 01/02/2018, com valores variando de 0,5 m/s próximo às margens até 2,0 m/s no centro do rio, sendo a velocidade média na seção de 1,1 m/s, a largura 111 m e a área 232 m<sup>2</sup>.

Tabela 4 – Medições de vazão e cota do nível d'água nos rios Taquari e Coxim.

Seção	Data	Vazão (m <sup>3</sup> /s)	Cota (cm)	Prof. Transdutor (cm)
P1 – Taquari Montante	20/03/2017	259	148	5
	21/03/2017	263	150	18
	22/03/2017	265	135	18
	31/01/2018	226	148	5
	01/02/2018	261	163	25
	02/02/2018	373	177	25
P2 – Coxim	23/03/2017	199	108	5
P3 – Taquari Jusante	23/03/2017	463	408	18



Figura 33 – Perfil transversal da seção P1 com os dados processados de velocidade do escoamento medidos com ADCP em 01/02/2018 (janela do software QRev 3.35).

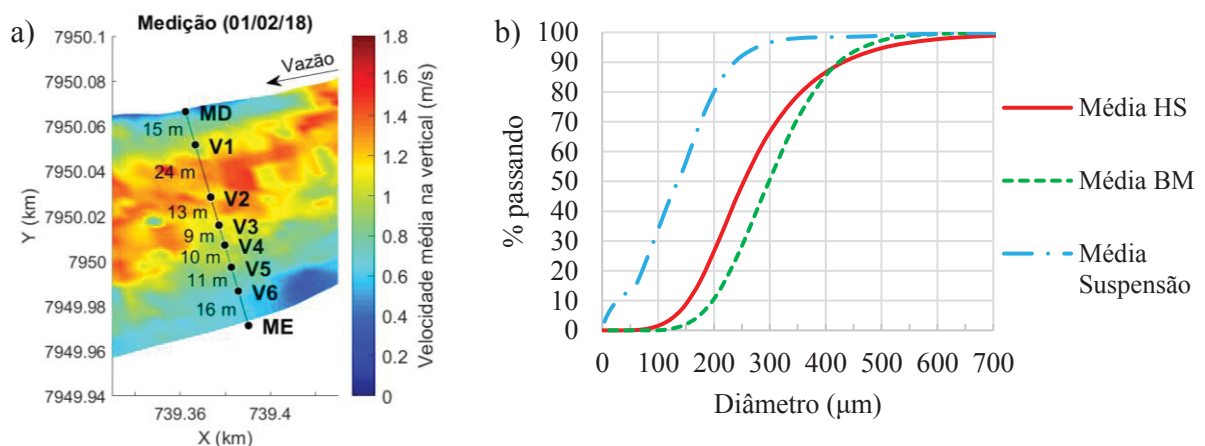


### 5.1.2 Granulometria dos Sedimentos

Após análises em laboratório, foram traçadas as curvas granulométricas das amostras coletadas com HS (descarga sólida de fundo), com USBM-54 (material do leito) e com USD-49 (sedimentos em suspensão) (Figura 34).

Os diâmetros  $d_{50\%}$  das amostras de sedimentos do leito (HS e USBM-54) variaram entre 185  $\mu\text{m}$  e 513  $\mu\text{m}$ , com média de 272  $\mu\text{m}$  e desvio-padrão de 74  $\mu\text{m}$ . As verticais V1 e V2, próximas à margem direita e ao talvegue principal do rio, apresentaram os maiores valores de  $d_{50\%}$ , enquanto a vertical V6, na margem esquerda, apresentou o menor valor. Em função destas granulometrias os sedimentos do leito podem ser caracterizados como areias finas (125  $\mu\text{m}$  a 250  $\mu\text{m}$ ) a médias (250  $\mu\text{m}$  a 500  $\mu\text{m}$ ).

Figura 34 – a) Localização das verticais de amostragem. b) Distribuição granulométrica dos sedimentos coletados com Helley-Smith, USBM-54 e USD-49 (suspensão).



Das amostras de sedimento em suspensão, 84% do material coletado é composto por

areia, 13% por silte e 3% por argila. O diâmetro  $d_{50\%}$  médio de todas as amostras de sedimentos em suspensão foi de 135  $\mu\text{m}$  (areia fina).

### 5.1.3 Batimetrias e MDTS

Após o processamento dos dados batimétricos, foram gerados os MDTS (Modelo Digital do Terreno Submerso) com informações de altitude do leito na região de estudo interpoladas em uma grade com resolução média de 1,4 metro. Estes MDTS foram gerados em uma grade mais refinada que a utilizada nas simulações do Delft3D, com o objetivo de analisar com maior precisão as formas do fundo e extrair perfis longitudinais do leito para posterior aplicação do Método ISSDOTv2 modificado (cálculo da descarga sólida do leito).

A Figura 35 e a Figura 36 ilustram os MDTS gerados para os dias 01/02/18 e 02/02/18, respectivamente. A Figura 37 apresenta a diferença entre os MDTS, onde valores positivos indicam áreas onde houve deposição de sedimentos e valores negativos indicam áreas onde houve erosão (durante o intervalo de 24 horas entre os levantamentos). A Figura 38 apresenta o histograma das alturas de erosão/deposição, onde nota-se que poucos locais sofreram variação morfológica superior a 1 metro.

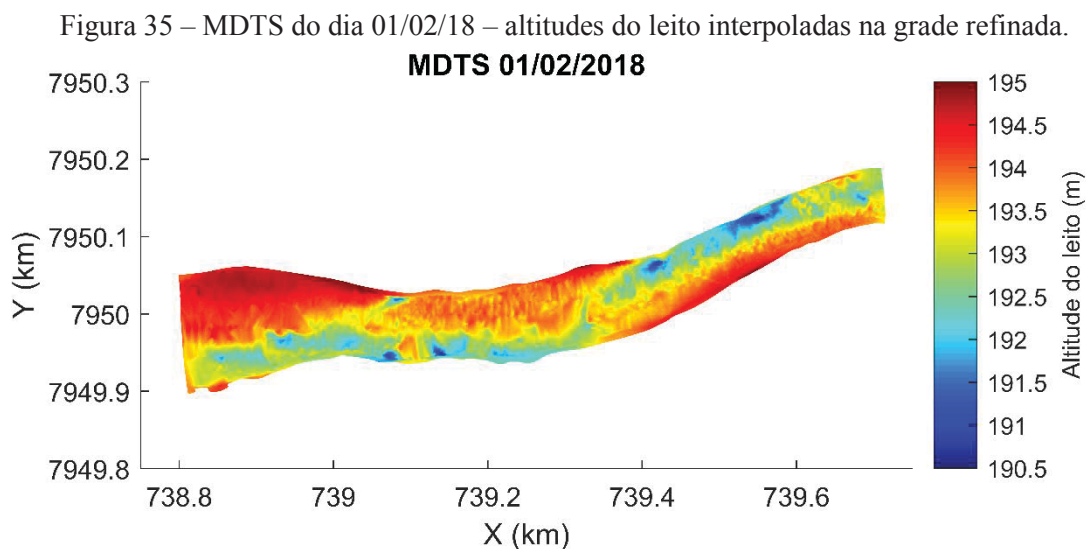


Figura 36 – MDTS do dia 02/02/18 – altitudes do leito interpoladas na grade refinada.

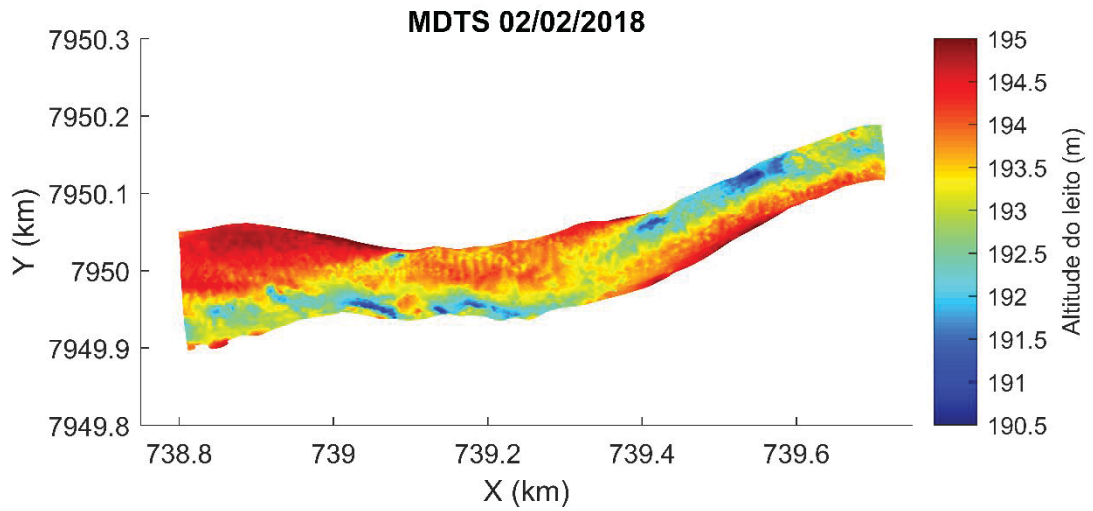


Figura 37 – Diferença entre os MDTS: 02/02/18 – 01/02/18.

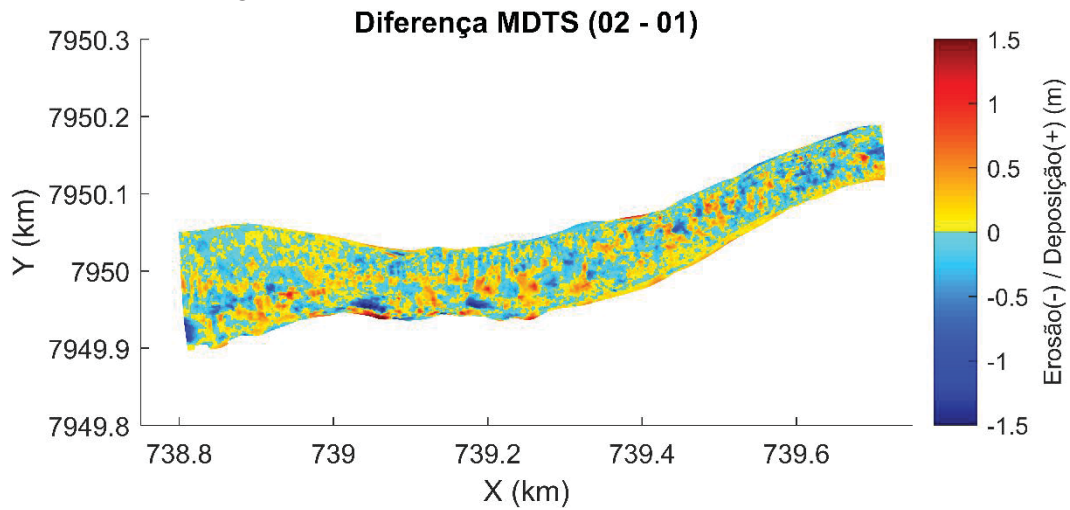
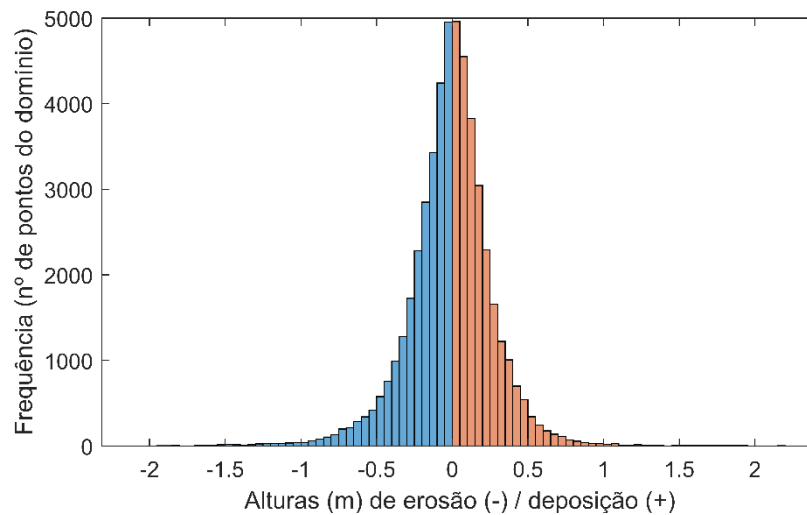


Figura 38 – Histograma das alturas de erosão (-) / deposição (+) (em metros) calculadas pela diferença entre os MDTS (02/02/18 – 01/02/18).



#### 5.1.4 Campos de Velocidades do Escoamento

Na mesma região do Rio Taquari (com aproximadamente 1 km de extensão) onde foram realizados levantamentos batimétricos (transversais e longitudinais) com ADCP, também foram coletados dados de velocidades do escoamento. A Figura 39 ilustra os dados referentes à primeira campanha (2017), com vetores de velocidades processados e mapeados através do software VelMap (TOMAS et al., 2016). A imagem de satélite obtida do GoogleEarth é de 22/06/2016, portanto um período de águas baixas, motivo pelo qual é possível observar o afloramento de bancos de areia na margem direita próximo ao contorno de jusante. Como os levantamentos de campo foram realizados em períodos de águas altas (fevereiro e março), essa área estava submersa durante as medições.

Figura 39 – Mapeamento das velocidades do escoamento com ADCP em uma extensão de aproximadamente 1 km do Rio Taquari a montante da confluência com o Rio Coxim (21/03/2017).



As ferramentas QuickIn e QuickPlot do software Delft3D foram utilizadas para interpolar os dados de velocidades na mesma grade utilizada para as simulações hidromorfológicas, conforme explicado na seção 4.2.3. Com isso foi possível calibrar o modelo e analisar os resultados das simulações. A Figura 40 e a Figura 41 ilustram as velocidades medidas nos dias 01/02/18 e 02/02/18, respectivamente, integradas na vertical e interpoladas no domínio do modelo.



Figura 40 – Intensidade (magnitude) das velocidades medidas no dia 01/02/18 interpoladas na grade do Delft3D.

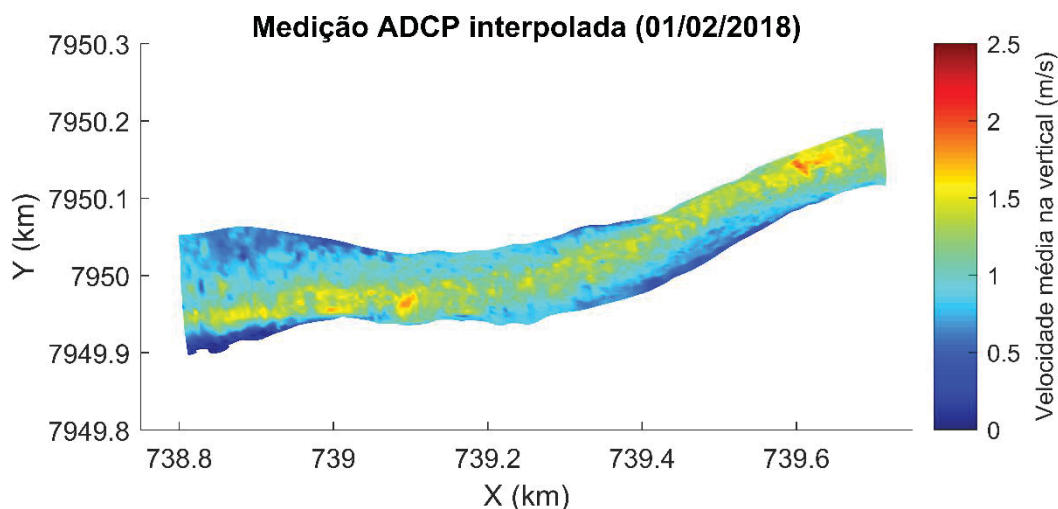
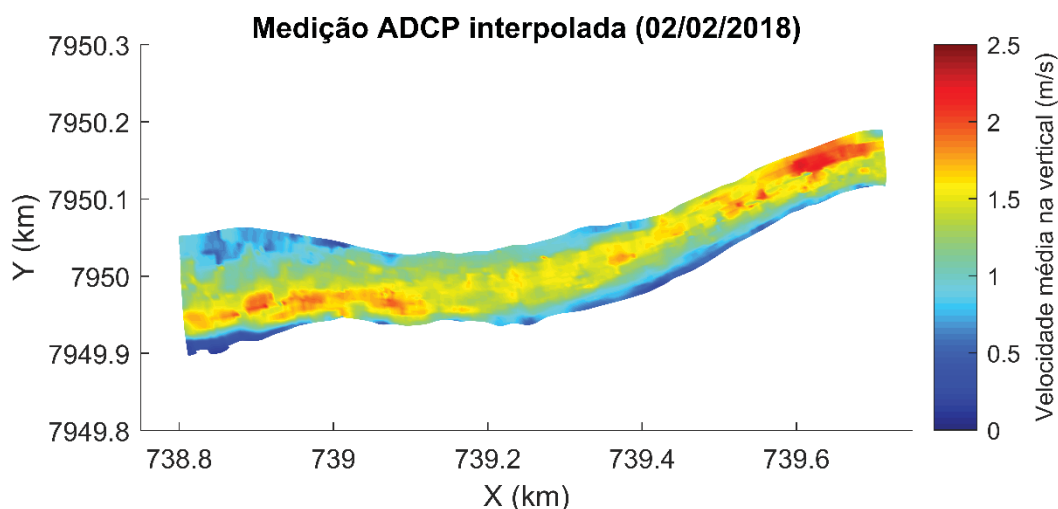


Figura 41 – Intensidade (magnitude) das velocidades medidas no dia 02/02/18 interpoladas na grade do Delft3D.



## 5.2 HELLEY-SMITH

Armadilhas Helley-Smith foram empregadas para medir a descarga sólida unitária do leito ( $q_{s1}$ ) em diferentes pontos da seção transversal P1 (Taquari Montante), nos dias 20/03/2017, 31/01/2018 e 01/02/2018, quando as vazões líquidas foram 259 m<sup>3</sup>/s, 226 m<sup>3</sup>/s e 261 m<sup>3</sup>/s, respectivamente. A partir da integração das descarga sólidas unitárias de acordo com suas larguras de abrangência, estimou-se o transporte total de fundo ( $Q_{s1}$ ) na seção transversal (Tabela 5, Figura 42).

Conforme descrito na seção 4.1, foram utilizados modelos de Helley-Smith ligeiramente distintos na primeira e na segunda campanha. A armadilha da primeira campanha

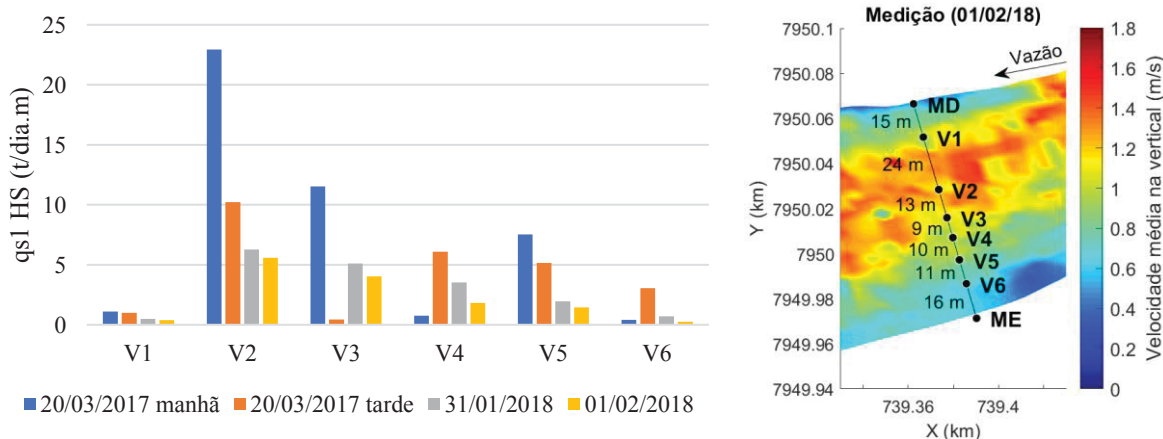
era mais leve, com menor espessura da chapa que compõe as paredes do bocal e as alças de sua estrutura estavam mais distantes da base do bocal (Figura 26, pág. 66). A armadilha da segunda campanha era mais pesada, com espessura da chapa um pouco maior e com alças que se conectavam ao bocal muito próximo à sua base.

Tabela 5 – Medições de descarga sólida do leito com Helley-Smith na Seção P1.

Parâmetro	Data	V1	V2	V3	V4	V5	V6	TOTAL
$v_{FM}$ (m/s)	20/03/2017	0,04	0,17	0,03	0,20	0,34	0,12	
	31/01/2018	0,10	0,12	0,33	0,18	0,04	0,01	
	01/02/2018	0,10	0,12	0,35	0,23	0,04	0,03	
$v_{agua}$ (m/s)	20/03/2017	1,01	1,42	1,47	1,30	1,43	0,98	
	31/01/2018	1,15	1,43	1,53	1,22	0,88	0,74	
	01/02/2018	1,27	1,59	1,70	0,99	0,97	0,79	
$d_{50\%}$ ( $\mu$ m)	20/03/2017	228	416	236	270	273	267	
	31/01/2018	327	288	265	265	240	224	
	01/02/2018	317	361	224	252	287	201	
$q_{s1}$ HS (t/dia.m)	20/03/2017 <sub>manhã</sub>	1,104	22,944	11,520	0,768	7,520	0,416	
	20/03/2017 <sub>tarde</sub>	0,992	10,227	0,448	6,080	5,152	3,056	
	31/01/2018	0,502	6,282	5,104	3,528	1,958	0,694	
	01/02/2018	0,385	5,582	4,023	1,819	1,456	0,258	
Largura (m)	Campanha 1	21,15	19,80	15,00	12,15	12,80	24,10	<b>105</b>
	Campanha 2	27,00	18,50	11,00	9,50	10,50	21,50	<b>98</b>
$Q_{s1}$ HS (t/dia)	20/03/2017 <sub>manhã</sub>	23,3	454,3	172,8	9,3	96,3	10,0	<b>766</b>
	20/03/2017 <sub>tarde</sub>	21,0	202,5	6,7	73,9	65,9	73,6	<b>444</b>
	31/01/2018	13,6	116,2	56,1	33,5	20,6	14,9	<b>255</b>
	01/02/2018	10,4	103,3	44,3	17,3	15,3	5,6	<b>196</b>

OBS:  $q_{s1}$  é a descarga sólida unitária em cada vertical de medição e  $Q_{s1}$  é a descarga sólida total na área de influência de cada vertical e na seção transversal.  $v_{FM}$  é a velocidade do fundo móvel (sedimentos transportados junto ao leito) lida pelo ADCP.

Figura 42 – Descargas sólidas do leito unitárias em cada vertical da seção P1 estimadas com armadilha Helley-Smith ( $q_{s1}$  em t/dia.m).





Essas pequenas diferenças nas armadilhas HS podem ter influenciado no seu posicionamento junto ao leito, criando vórtices, efeitos de barreira ou outras alterações no campo de velocidades na entrada do bocal, impactando diretamente no processo de coleta e inserindo incertezas nas medições (PEREIRA, 2018). Infelizmente não foi possível filmar ou inspecionar com mergulhadores a posição do amostrador durante as medições devido à alta turbidez das águas do Rio Taquari.

Em 20/03/2017, no período da manhã, foi efetuada uma medição de descarga sólida em cada vertical e os resultados variaram de 416 a 22.944 kg/dia.m, o que representa uma variação de 55 vezes entre as verticais com maior e menor transporte. É difícil determinar precisamente a razão desta grande variação, já que o posicionamento do equipamento junto ao fundo não foi monitorado visualmente. No entanto, devido ao processo de deslocamento dos sedimentos do leito, através de dunas, pode-se inferir que o local de colocação do HS ao longo da duna pode ter causado esta discrepância.

Visando melhor investigar esta situação, as medições foram repetidas em 20/03/2017 no período da tarde. Embora a variação entre as taxas de transporte em cada vertical tenha diminuído, ainda se notou certa dispersão. A grande variação observada em V3 é resultante da alta velocidade da água no local de medição, o que provocou o carregamento do equipamento HS para jusante, prejudicando a confiabilidade dos dados coletados.

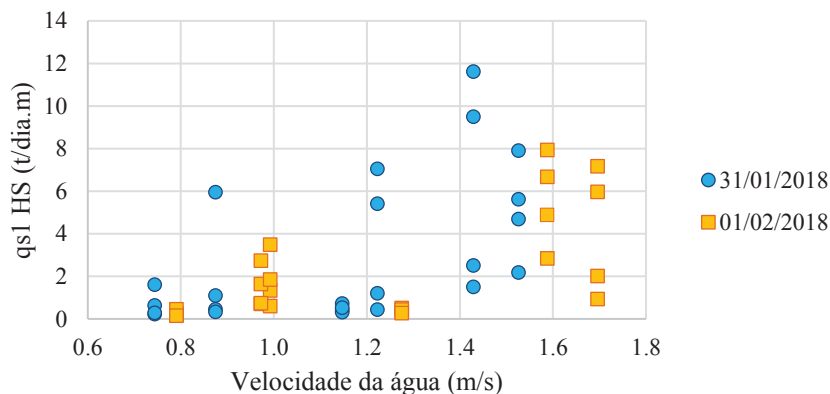
Com o objetivo de reduzir as incertezas associadas às medições, na segunda campanha aumentou-se a quantidade de coletas em cada vertical, adotando-se como valor de descarga sólida a média de quatro medições. A menor descarga medida com HS foi de 153 kg/dia.m na proximidade da margem esquerda (menores velocidades), enquanto a maior foi de 11.612 kg/dia.m no talvegue do rio.

Na Figura 43, foram plotadas as descargas sólidas do leito unitárias medidas com armadilha Helley-Smith na segunda campanha e as velocidades da água medidas com ADCP e integradas na vertical em cada ponto de medição. Não foi observada boa correlação entre os dados plotados, o que demonstra as incertezas associadas aos resultados de descarga sólida estimados com HS.

Embora a vazão em 01/02/2018 ( $261 \text{ m}^3/\text{s}$ ) tenha sido maior que no dia anterior (31/01/2018:  $226 \text{ m}^3/\text{s}$ ), a descarga sólida medida com HS foi maior no primeiro dia (30% superior), ao contrário do esperado. Ou seja, apesar do aumento do número de coletas visando reduzir as incertezas, ainda não foi possível eliminar completamente todos os fatores que afetam a precisão da medição. Mais uma vez, acredita-se que estas discrepâncias sejam decorrentes da presença de dunas associada a possíveis alterações no campo de velocidades na proximidade

do bocal do equipamento, modificando as condições naturais de transporte de sedimentos.

Figura 43 – Descargas sólidas do leito unitárias medidas com armadilha Helley-Smith na segunda campanha ( $q_{s1}$  em t/dia.m) versus velocidades da água medidas com ADCP.



Pode-se estimar a incerteza das medições a partir da quantidade de verticais, quantidade de medições por vertical e variação espaço-temporal do transporte de sedimentos de fundo ao longo da seção transversal (FRINGS; VOLLMER, 2017). Considerando que a seção em estudo tem elevada variação espaço-temporal no deslocamento de sedimentos e que as medições foram realizadas em seis verticais com quatro coletas em cada, estima-se uma incerteza relativa de 63%. Assim as descargas sólidas do leito estimadas com HS são  $255 \pm 161$  t/dia para 31/01/2018 e  $196 \pm 124$  t/dia para 01/02/2018.

### 5.3 ADCP-BT (FUNDO MÓVEL)

Os testes de fundo móvel (FM) realizados com ADCP nos mesmos locais de amostragem com HS permitiram calcular a velocidade de deslocamento dos sedimentos do leito ( $v_{FM}$ ) e estimar a descarga sólida na seção transversal (Tabela 6, ao final desta seção). A espessura da camada de sedimentos transportados junto ao leito ( $\delta_b$ ) foi considerada como sendo o dobro do diâmetro  $d_{50\%}$  (EINSTEIN, 1950) da amostra de sedimentos coletada com HS em cada vertical.

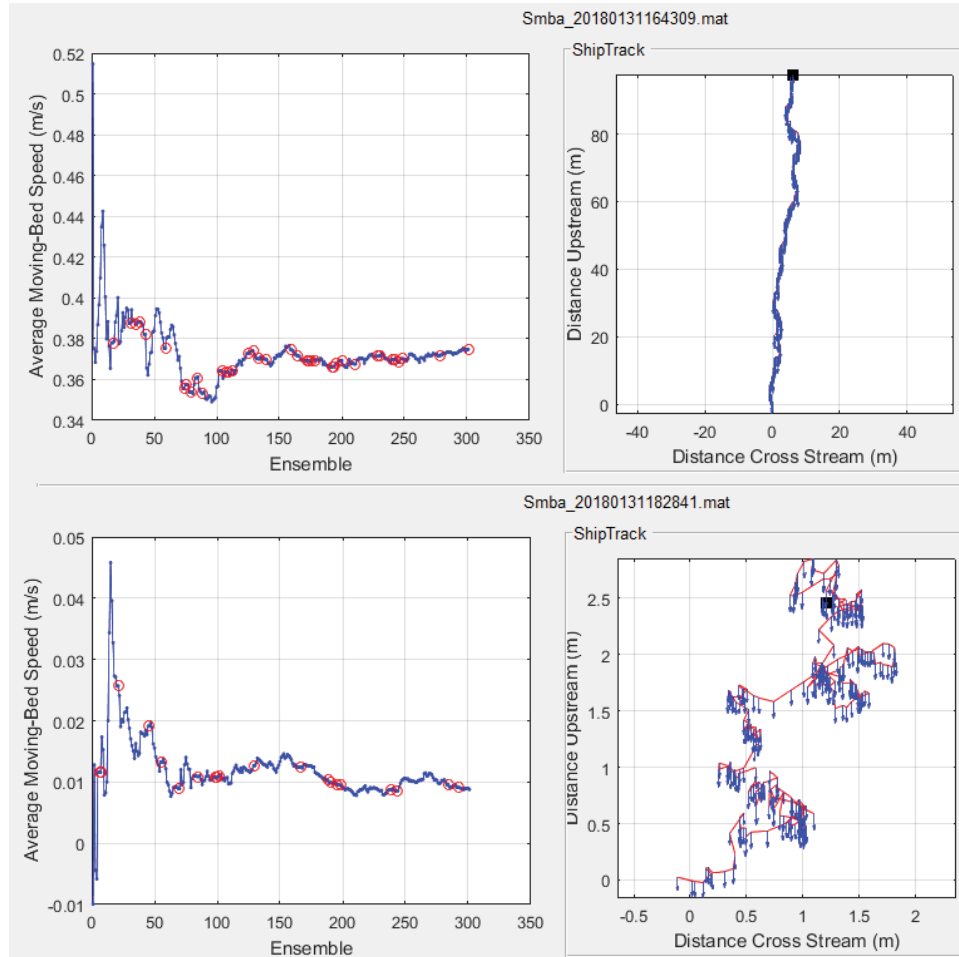
A Figura 44 apresenta gráficos com os resultados de testes realizados em 31/01/2018 nas verticais V3 (acima) e V6 (abaixo). Os gráficos à esquerda mostram a variação da velocidade do fundo móvel em função do tempo. Os gráficos à direita representam o trajeto aparente percorrido pela embarcação. Ao término dos testes, deseja-se que a velocidade do fundo móvel atinja o equilíbrio, o que é indicado por uma linha horizontal (ou oscilando pouco em relação à horizontal) no gráfico da esquerda. Os círculos vermelhos indicam verticais de

medição (*ensembles*) inválidas devido a erros na leitura do fundo (*Bottom Tracking*). Os vetores de velocidade do fundo móvel representados nos gráficos da direita devem estar apontando para baixo, uma vez que o eixo vertical representa a distância de deslocamento para montante.

A presença de fundo móvel é constatada quando a razão entre a velocidade dos sedimentos do leito e a velocidade da água é superior a 1%. Na medição em V3 em 31/01/2018 (Figura 44), essa razão foi de 23%, com  $v_{FM}$  de 0,38 m/s. Na medição em V6, o transporte de sedimentos por arraste foi bastante inferior, com razão de 1,2% e  $v_{FM}$  de 0,01 m/s.

Na medição de 20/03/2017, vale comentar que a vertical V3 apresentou dados inconsistentes, uma vez que a velocidade média da água foi de 1,47 m/s (a maior de todas as verticais) e a velocidade do fundo móvel foi de 0,03 m/s (a menor de todas as verticais). Em função da grande quantidade de sedimentos coletados com o HS neste local, acredita-se que o erro está associado à medição do fundo móvel (valor incorreto de  $v_{FM}$ ), embora não se possa determinar a causa desta inconsistência. Nessa mesma data, não se sabe o motivo da discrepância de valores de descarga sólida nas verticais medidas com HS e com ADCP-BT.

Figura 44 – Testes de fundo móvel realizados com ADCP em 31/01/2018 na seção transversal P1 (acima: V3; abaixo: V6).



Na Figura 45, foram plotadas as velocidades do fundo móvel ( $v_{FM}$ ) estimadas pelo método ADCP-BT versus as velocidades da água integradas na vertical em cada ponto de medição. Nota-se que a correlação entre as variáveis é relativamente boa (coeficiente de correlação = 0,77; coeficiente de determinação = 0,60), com maior dispersão dos dados à medida que as velocidades aumentam. Vale ressaltar que a precisão na estimativa da velocidade do fundo móvel é função da granulometria dos sedimentos do leito e de parâmetros operacionais do ADCP, tais como frequência e comprimento do pulso acústico, os quais não foram estudados nesta tese.

Comparando os resultados de descarga sólida do leito total na seção transversal, as estimativas com ADCP-BT foram de 2 a 5 vezes superiores às estimativas com HS. Ambos os métodos possuem limitações, mas em função das grandes incertezas associadas ao uso da armadilha Helley-Smith, pesquisadores indicam o método ADCP-BT como mais confiável para estimar o transporte por arraste em grandes rios (GAEUMAN; JACOBSON, 2007; LATOSINSKI et al., 2017; VILLARD; CHURCH; KOSTASCHUK, 2005).

Figura 45 – Gráfico de dispersão das velocidades do fundo móvel ( $v_{FM}$ ) medidas por ADCP-BT versus velocidades da água.

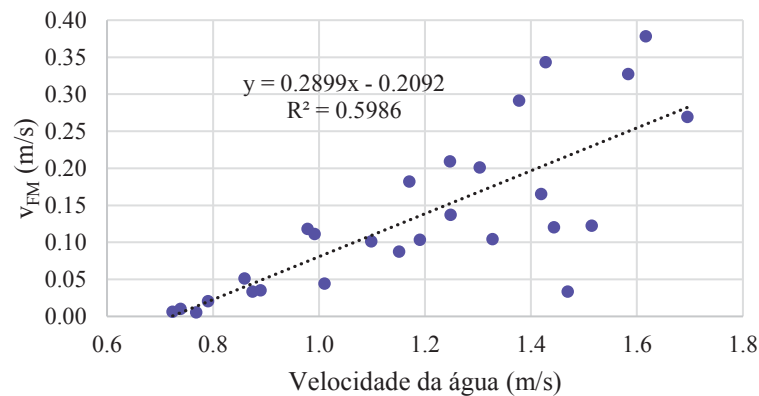


Figura 46 – Descargas sólidas do leito unitárias em cada vertical da seção P1 estimadas com ADCP-BT nas campanhas 1 e 2 (qs1 em t/dia.m).

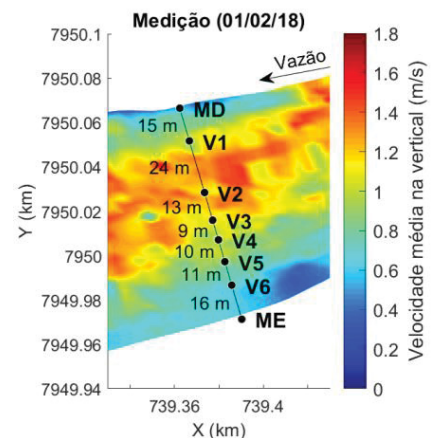
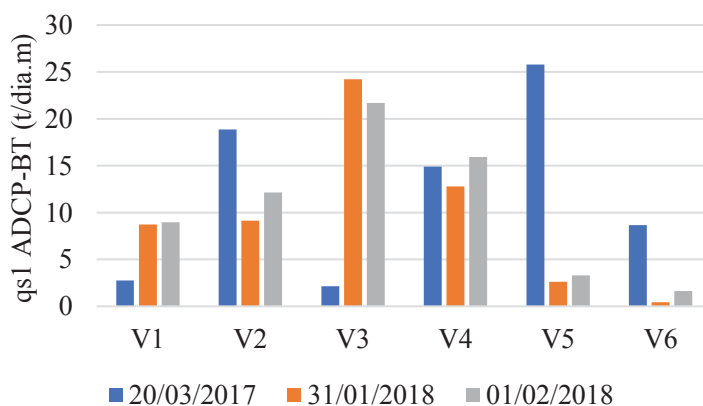


Tabela 6 – Medições de descarga sólida do leito com ADCP-BT (fundo móvel) na Seção P1.

Parâmetro	Data	V1	V2	V3	V4	V5	V6	TOTAL
$v_{FM}$ (m/s)	20/03/2017	0,04	0,17	0,03	0,20	0,34	0,12	
	31/01/2018	0,10	0,12	0,33	0,18	0,04	0,01	
	01/02/2018	0,10	0,12	0,35	0,23	0,04	0,03	
$v_{agua}$ (m/s)	20/03/2017	1,01	1,42	1,47	1,30	1,43	0,98	
	31/01/2018	1,15	1,43	1,53	1,22	0,88	0,74	
	01/02/2018	1,27	1,59	1,70	0,99	0,97	0,79	
$d_{50\%}$ ( $\mu$ m)	20/03/2017	228	416	236	270	273	267	
	31/01/2018	327	288	265	265	240	224	
	01/02/2018	317	361	224	252	287	201	
porosidade	-	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	0,4	
$\delta_b$ (mm)	20/03/2017	0,456	0,832	0,473	0,540	0,547	0,535	
	31/01/2018	0,655	0,576	0,531	0,529	0,481	0,449	
	01/02/2018	0,634	0,722	0,448	0,503	0,573	0,402	
$q_{s1 FM}$ (t/dia.m)	20/03/2017	2,757	18,864	2,144	14,908	25,769	8,669	
	31/01/2018	8,723	9,126	24,205	12,801	2,619	0,432	
	01/02/2018	8,964	12,135	21,685	15,929	3,314	1,624	
Largura (m)	Campanha 1	21,15	19,80	15,00	12,15	12,80	24,10	105
	Campanha 2	27,00	18,50	11,00	9,50	10,50	21,50	98
$Q_{s1 FM}$ (t/dia)	20/03/2017	58,3	373,5	32,2	181,1	329,8	208,9	1184
	31/01/2018	235,5	168,8	266,3	121,6	27,5	9,3	829
	01/02/2018	242,0	224,5	238,5	151,3	34,8	34,9	926

#### 5.4 EQUAÇÕES DE TRANSPORTE

Diferentes métodos (determinísticos e estocásticos) para a estimativa do transporte de sedimentos por arraste estão disponíveis na literatura. Neste trabalho, cinco equações de transporte foram empregadas para calcular a descarga sólida do leito na seção transversal P1 (BROWN, 1950; EINSTEIN, 1950; KALINSKE, 1947; MEYER-PETER; MÜLLER, 1948; VAN RIJN, 1993, 2007). Cada método foi desenvolvido para condições de contorno específicas e é válido para determinadas faixas de diâmetros de sedimentos, velocidades de escoamento, declividades do leito, entre outros parâmetros associados a rios ou canais artificiais.

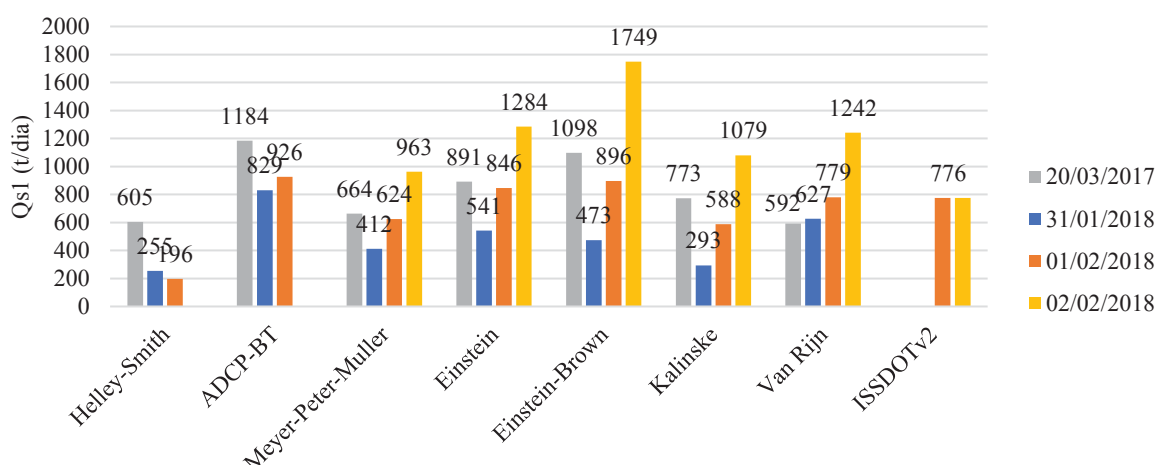
As equações foram aplicadas utilizando dados coletados em campo (Tabela 7) e forneceram resultados de descarga sólida do leito (Figura 47) dentro de um fator 2 em relação à média (faixa com limite superior equivalente a duas vezes a média e com limite inferior igual à metade da média). Os transportes médios calculados na seção transversal (incluindo HS, ADCP-BT e todas as equações) foram de 830 t/dia (20/03/2017), 490 t/dia (31/01/2018), 704 t/dia (01/02/2018) e 1182 t/dia (02/02/2018).

Tabela 7 – Parâmetros hidráulicos e sedimentológicos da seção transversal do Rio Taquari.

Parâmetros	20/03/2017	31/01/2018	01/02/2018	02/02/2018
Cota Régua (cm)	148	148	163	177
Vazão (m³/s)	259	226	261	373
Velocidade Média (m/s)	1,16	1,13	1,18	1,33
Área (m²)	223,6	200,3	221,4	280,4
Largura (m)	103,0	101,3	109,4	120,8
Largura Efetiva (m)	95,0	89,3	96,4	109,8
Profundidade Média (m)	2,17	1,98	2,02	2,32
Raio Hidráulico (m)	2,01	1,85	1,81	2,30
Declividade	0,0003	0,00015	0,00025	0,00025
Diâmetro 50% (mm)	0,255	0,268	0,274	0,274
Diâmetro 90% (mm)	0,439	0,397	0,406	0,406
Coefficiente de Manning (s.m <sup>-1/3</sup> )	0,024	0,016	0,020	0,021
Descarga sólida de fundo média* (t/dia)	830	490	704	1182
Média x2	1659	980	1408	2364
Média /2	415	245	352	591
Descarga sólida de fundo média* (m³/s)	3,6E-03	2,1E-03	3,1E-03	5,2E-03
Estágio de transporte	12,00	11,36	12,48	15,66

\*A descarga sólida de fundo média na seção transversal foi calculada a partir dos resultados obtidos com Helley-Smith, ADCP-BT e todas as equações de transporte de sedimentos (incluindo o Método ISSDOTv2 modificado).

Figura 47 – Descargas sólidas do leito na seção transversal P1 estimadas por diferentes métodos.



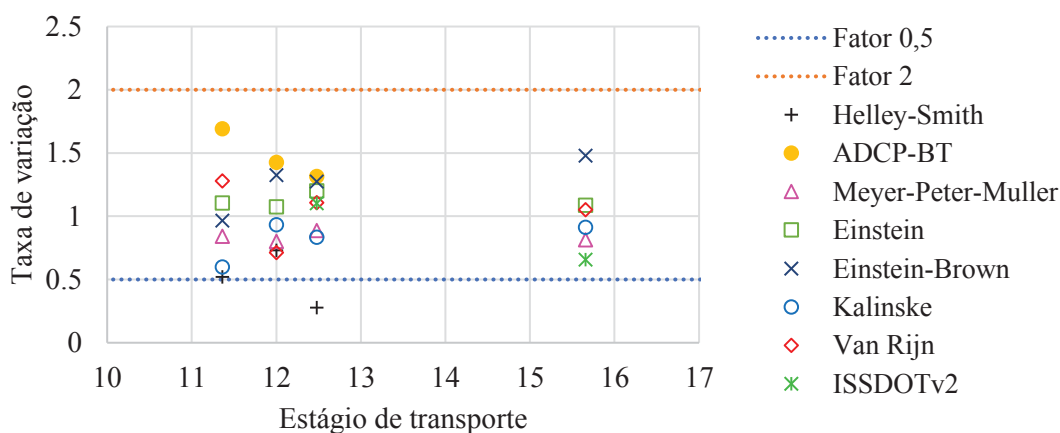
As medições com ADCP-BT resultaram nos maiores valores de descarga sólida entre todos os métodos nos dias 20/03/2017 (1184 t/dia), 31/01/2018 (829 t/dia) e 01/02/2018 (926 t/dia), o que indica que este método pode resultar em valores superestimados. Em 02/02/2018, quando não foi realizada medição de fundo móvel com ADCP, o Método de Einstein-Brown foi o que apresentou a maior estimativa de transporte (1749 t/dia). Uma possível explicação



para isso é que ao se aplicar a equação quando o parâmetro de Shields é alto, uma parcela dos sedimentos em suspensão (finos) começa a ser considerada no transporte de fundo.

A maioria dos resultados situa-se dentro da faixa definida pelo fator 2 (Figura 48), sendo a única exceção a descarga medida com Helley-Smith em 01/02/2018 (196 t/dia), a qual equivale a 28% da média deste dia. A razão disso pode ter sido o modelo da armadilha utilizada na segunda campanha, o qual difere do modelo da primeira campanha, conforme comentado nas seções 4.1.2 e 5.2.

Figura 48 – Taxa de variação das descargas sólida do leito na seção transversal P1 estimadas com diferentes métodos e estágio de transporte nos 4 dias de medição.



Outra fonte de incerteza pode ser atribuída à distância entre as medições de HS e ADCP em cada vertical, já que em função da organização dos equipamentos no barco não foi possível rastrear exatamente o mesmo ponto por ambos os amostradores. As distâncias entre esses pontos, contudo, não foi superior a 3 metros. Assim, assumiu-se transporte homogêneo entre os locais amostrados para comparação dos resultados.

A separação entre descarga sólida do leito e descarga sólida em suspensão próxima ao leito também é um aspecto a ser discutido. O HS coleta sedimentos até 9 cm acima do leito. A faixa exata de amostragem do ADCP para cálculo da velocidade do fundo móvel não foi determinada, mas estudos indicam que é maior do que a camada amostrada pelo HS (VILLARD; CHURCH; KOSTASCHUK, 2005). A intensidade do retorno acústico das partículas dispersas dentro do volume ensonificado pelo equipamento é diretamente proporcional à concentração e ao volume das partículas individuais (LYNCH; AGRAWAL, 1991). O sinal acústico apresenta viés para as maiores frações de sedimentos, que geralmente compõem o leito. Entretanto, partículas mais finas movendo-se em suspensão imediatamente

acima do leito a uma maior velocidade podem influenciar nos resultados das medições.

Vale destacar que as formulações utilizadas predizem a taxa máxima de transporte de sedimentos de fundo que um determinado escoamento em equilíbrio é capaz de produzir dadas suas condições hidráulicas e sedimentológicas. Esta capacidade de transporte pode ou não ser igual ao transporte real, dependendo se o canal estiver sofrendo processos de erosão ou deposição ou se estiver em equilíbrio dinâmico. Como não é trivial determinar quando esta capacidade é alcançada, o uso de dados medidos em campo para verificar a validade das equações de transporte (e vice-versa) deve ser sempre avaliado com cautela.

Outro aspecto a ser verificado é que o transporte de fundo medido não seja influenciado por parcelas do sedimento em suspensão ou do chamado *wash load*, o qual não é avaliado pelas formulações apresentadas (GRAF, 1984). Medições de descarga de fundo com HS e com ADCP podem apresentar viés em função de sedimentos suspensos próximos ao leito, demandando uma análise criteriosa dos resultados.

## 5.5 DUNAS – ANÁLISE WAVELETS E MÉTODO ISSDOTV2 MODIFICADO

Levantamentos batimétricos longitudinais e transversais foram realizados na campanha 1 (21/03/2017 e 22/03/2017) e na campanha 2 (01/02/2018 e 02/02/2018), com o objetivo de caracterizar as formas do leito (dunas), mapear áreas de erosão/deposição entre as medições, calcular a descarga sólida do leito por diferentes métodos e fornecer dados de entrada para as simulações no software Delft3D.

Os dados de profundidades obtidos com ADCP (através do software *HydroSurveyor*) na segunda campanha foram processados (eliminação de dados espúrios, correção e interpolação de valores) e utilizados na geração de Modelos Digitais do Terreno Submerso (MDTS) para inspeção das feições de fundo. Conforme apresentado na seção 4.2.3, foram utilizadas duas grades curvilíneas com resoluções diferentes para geração dos MDTS: uma grade para uso nas simulações hidromorfológicas do Delft3D (resolução média de 4 m); e outra mais refinada com resolução média de 1,4 m para inspeção das formas de fundo e aplicação do Método ISSDOTv2 modificado (nesse caso foi utilizada uma área mais restrita do domínio, conforme Figura 49 e Figura 50).

Uma vez construídos os MDTS, foram extraídos perfis longitudinais (Figura 51 e Figura 52) para análise das dunas e de suas principais características (alturas, comprimentos, velocidades de deslocamento). Essas informações são importantes para, além de descrever a morfologia do leito, prover dados para correção da descarga sólida do leito estimada pelo

Método ISSDOTv2 modificado.

Figura 49 – Área onde foi aplicado o Método ISSDOTv2 modificado.

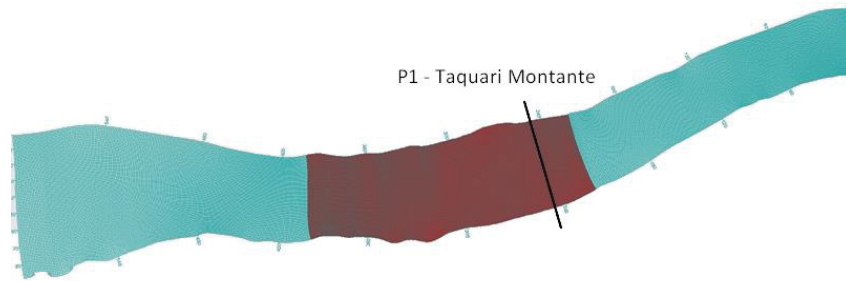


Figura 50 – Acima: MDTs dos dias 01/02/18 e 02/02/18 na região de aplicação do Método ISSDOTv2 modificado. Abaixo: diferença entre os MDTs (02/02/18-01/02/18), mostrando áreas com erosão/deposição de sedimentos.

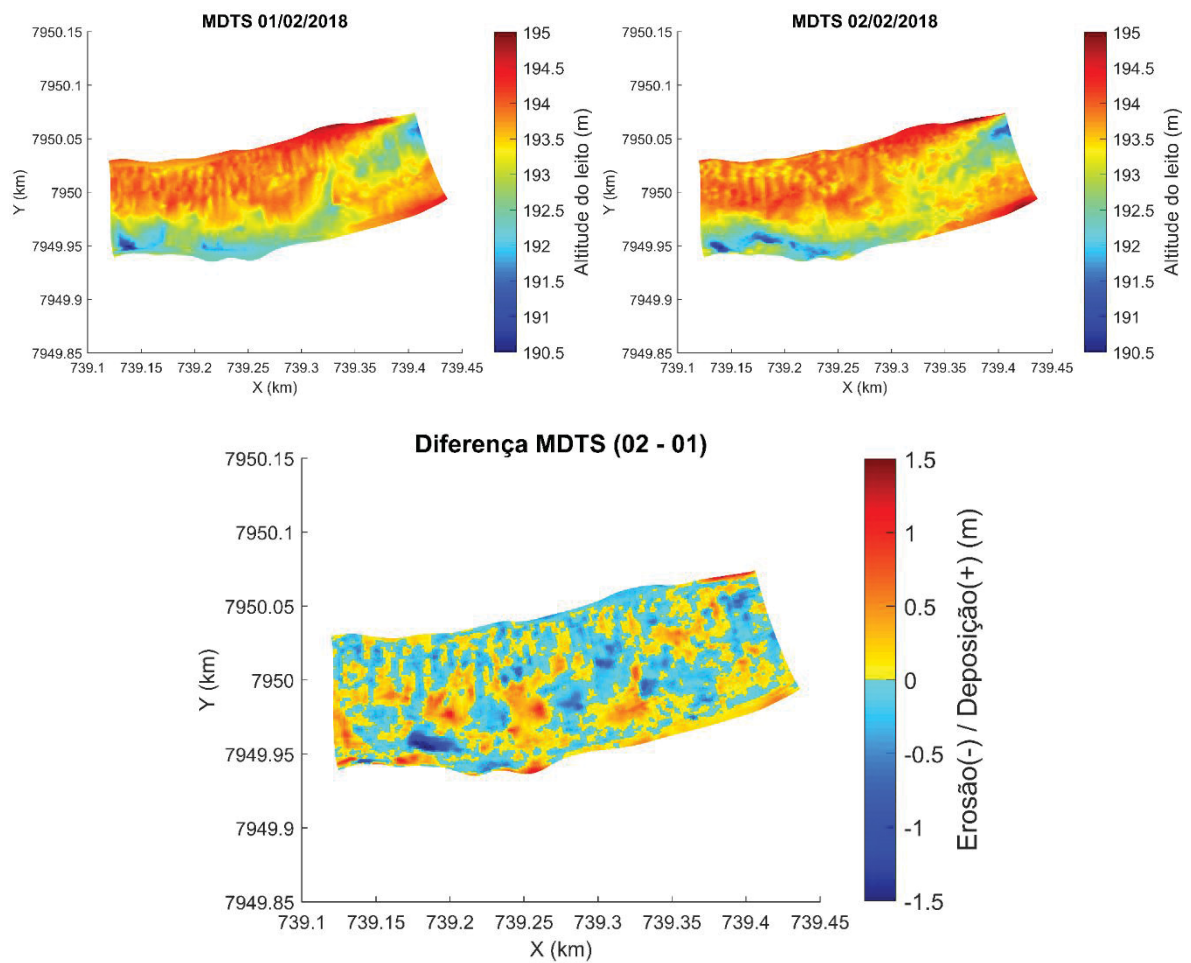


Figura 51 – Exemplos de perfis longitudinais do leito do Rio Taquari com dunas.

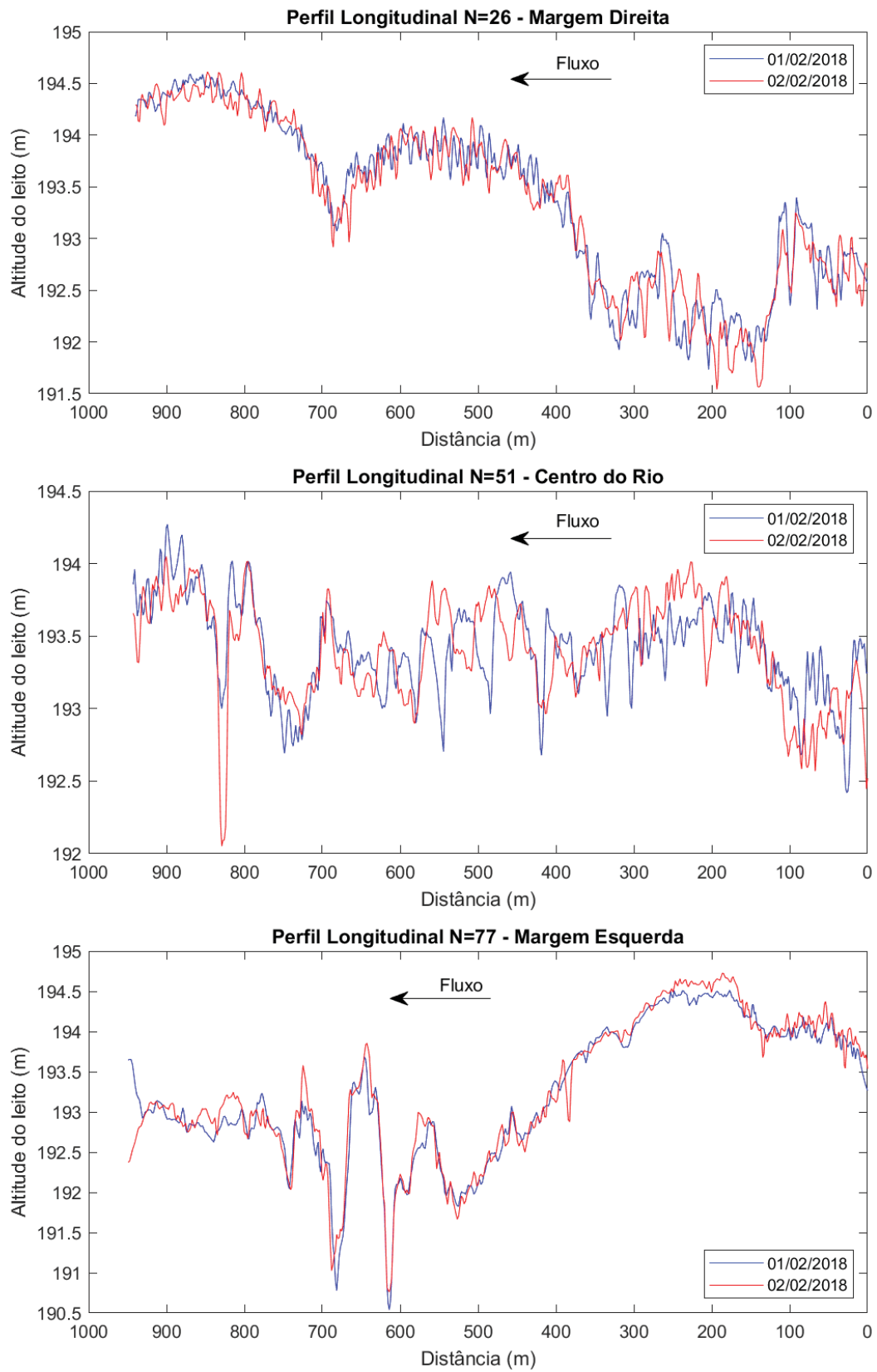
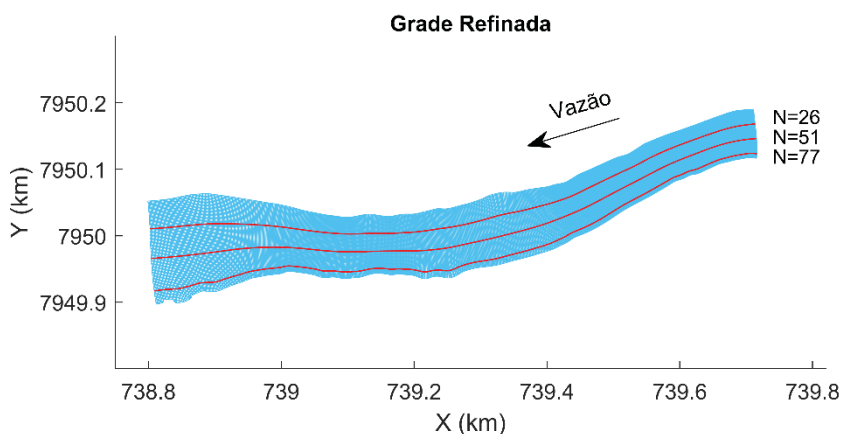


Figura 52 – Localização dos perfis longitudinais apresentados na Figura 51.



A Figura 51 apresenta 3 perfis longitudinais do leito do Rio Taquari medidos nos dias 01/02/2018 (azul) e 02/02/2018 (vermelho) e interpolados na grade refinada, sendo um deles próximo à margem direita do rio (N=26), outro no centro do rio (N=51) e outro próximo à margem esquerda (N=77). Os 3 perfis passaram no critério de seleção para aplicação do Método ISSDOTv2 modificado, ou seja, apresentaram razão entre erosão e deposição dentro do intervalo  $[0,8 - 1,2]$ . Algumas inconsistências observadas em pares de perfis de dias consecutivos são decorrentes das interpolações dos dados batimétricos na grade.

Apesar da possibilidade de identificação de dunas nos perfis ilustrados, é difícil estabelecer através de uma inspeção visual qual é a altura, o comprimento e a velocidade de deslocamento dessas feições de fundo. Visando remover essa subjetividade na determinação das características geométricas do leito, foi aplicada uma metodologia baseada no uso de filtros *spline* robustos e transformadas contínuas de *wavelets* (GUTIERREZ et al., 2013, 2018).

A primeira análise de *wavelets* foi realizada sobre o sinal original (perfil longitudinal de altitudes do leito) e gerou um espectro global de *wavelet* indicando os comprimentos das formas do leito com maior frequência e representatividade. A Figura 53 apresenta os resultados dessa primeira etapa de aplicação do método sobre o perfil N=26 de 01/02/18. Nota-se que foram identificados comprimentos característicos com aproximadamente 14 m, 32 m, 100 m, 168 m e 387 m.

Na segunda etapa do método, foi realizada a hierarquização das formas do leito com base nos comprimentos característicos encontrados. Foram definidas três hierarquias: a primeira referente a dunas pequenas; a segunda associada a dunas médias e grandes; e a terceira hierarquia compreendendo mega-dunas e baixios. A soma dos sinais das três hierarquias resulta no sinal original. A Figura 54 apresenta os resultados da decomposição aplicada sobre o perfil longitudinal N=26 de 01/02/18.

Figura 53 – Análise Wavelet. Fluxo da esquerda para a direita. (a) Perfil longitudinal do leito N=26 de 01/02/18; (b) distribuição espacial dos comprimentos das formas de fundo ( $\lambda$ ), contornos do espectro de potência de wavelet utilizando a função Morlet para um intervalo de confiança de 95% e cone de influência (linha azul tracejada) que delimita a área fora da qual os dados são considerados espúrios; (c) espectro global de potências wavelet para o perfil N=26, indicando as frequências de comprimento mais intensas (a linha tracejada vermelha representa o intervalo de confiança de 95%, ou seja, picos localizados à direita desta linha correspondem a comprimentos dentro do nível de confiança de 95%).

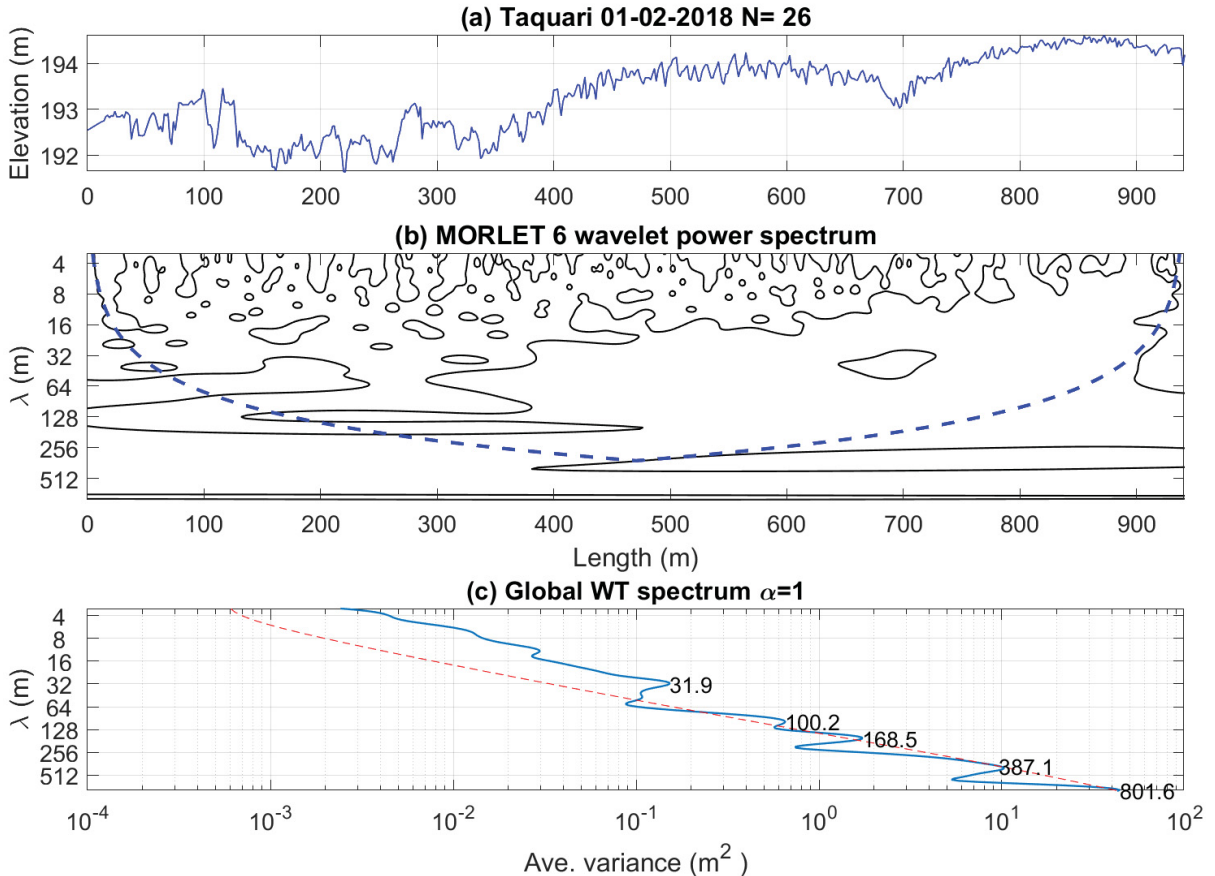
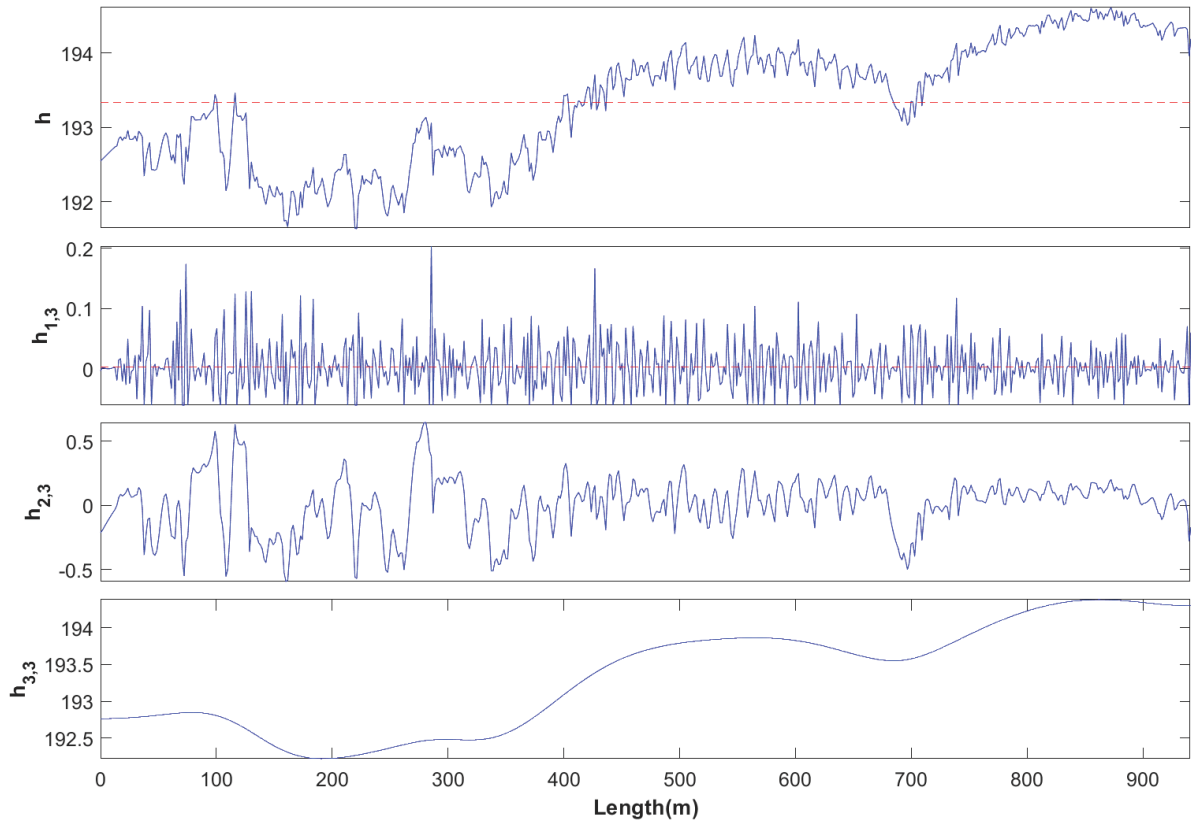




Figura 54 – Discriminação *wavelet-spline* do perfil longitudinal N=26 de 01/02/18, com alturas e comprimentos das 3 hierarquias, onde:  $h$  representa o sinal original, ou seja, as altitudes medidas do leito;  $h_{1,3}$  é a primeira hierarquia (pequenas dunas);  $h_{2,3}$  é a segunda hierarquia (dunas médias e grandes); e  $h_{3,3}$  é a terceira hierarquia (baixios). Escoamento ocorre da esquerda para a direita.



Realizando uma análise espacial da hierarquização sobre todo o domínio, foi possível observar a grande frequência de pequenas dunas na hierarquia 1 com altura de até 10 cm (Figura 55). A Figura 57 mostra a variação do baixio (hierarquia 3) ao longo da área de estudo, demonstrando o comportamento não linear desta feição de fundo.

Figura 55 – Distribuição espacial da hierarquia  $h_{1,3}$  sobre o MDTS de 01/02/18.

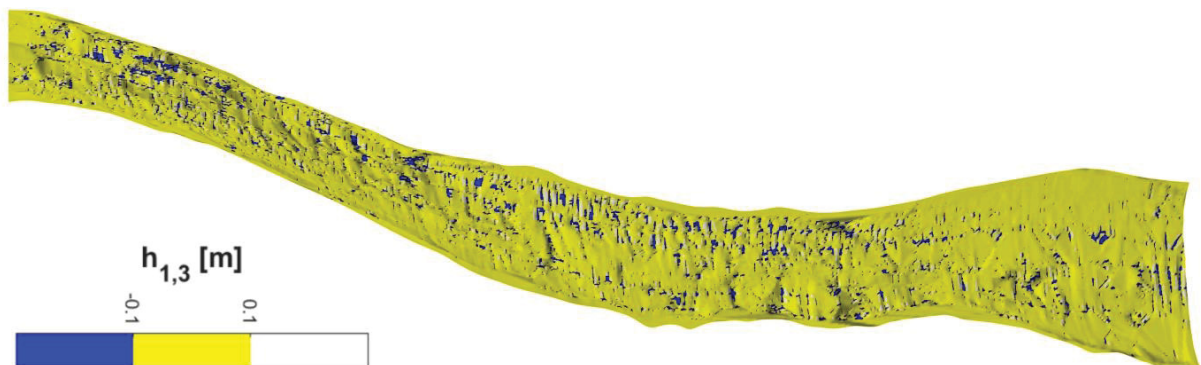


Figura 56 – Distribuição espacial da hierarquia  $h_{2,3}$  sobre o MDTs de 01/02/18.

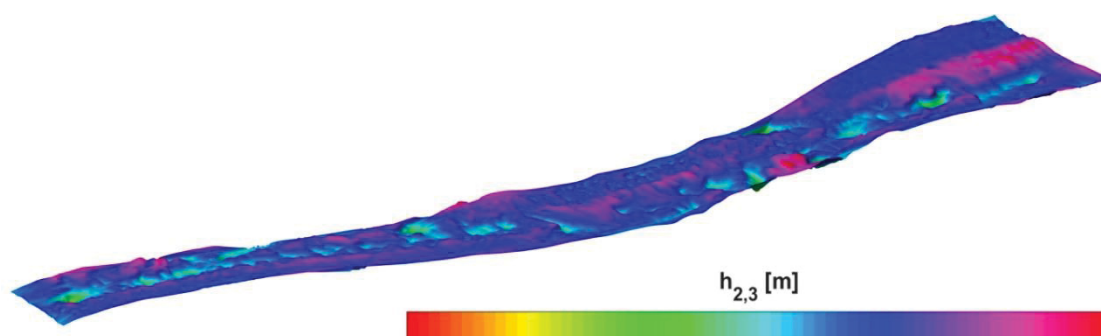
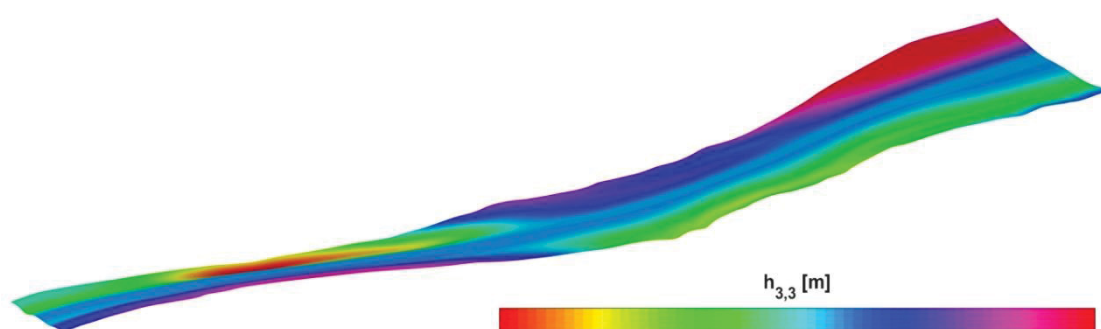


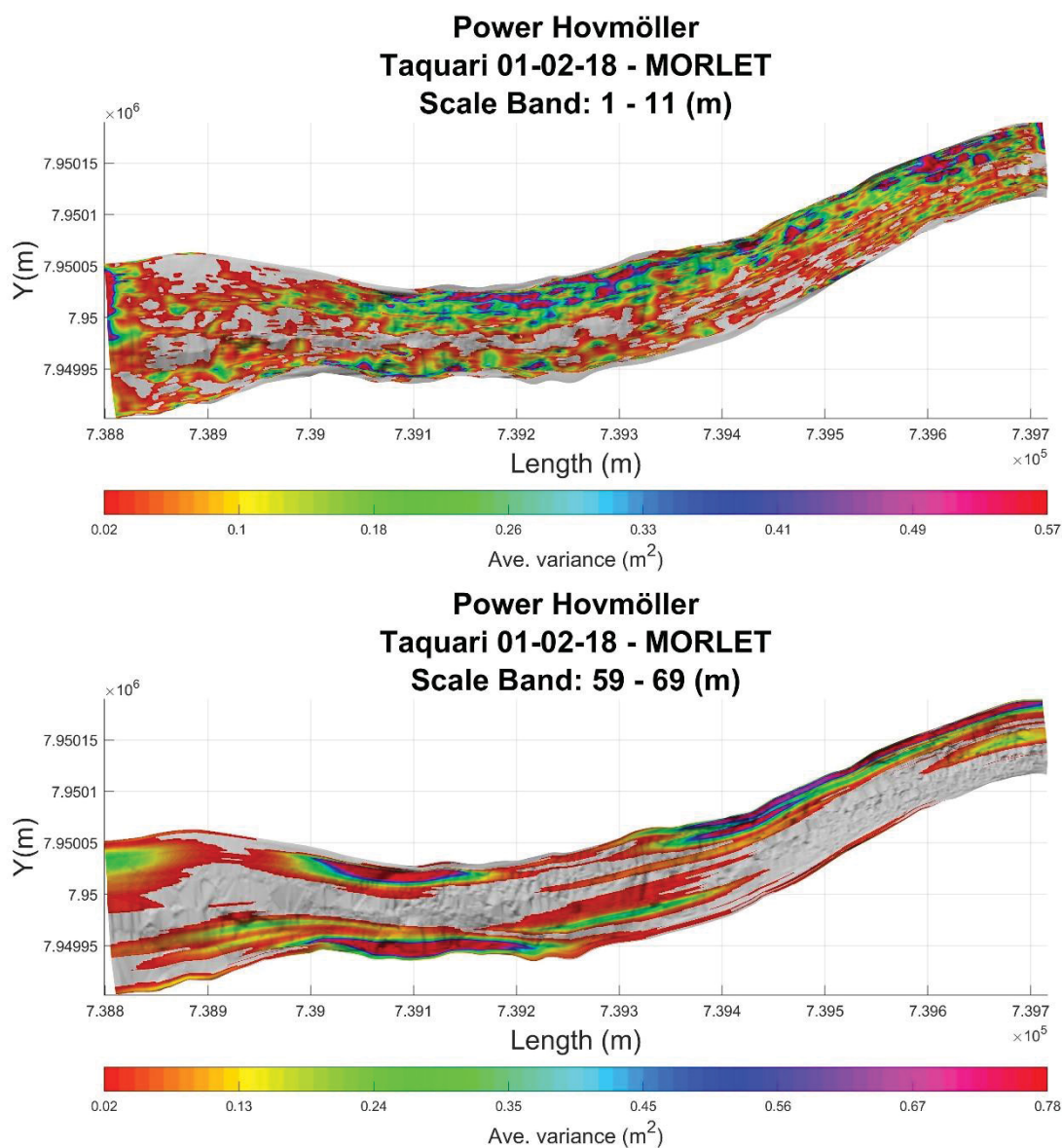
Figura 57 – Distribuição espacial da hierarquia  $h_{3,3}$  sobre o MDTs de 01/02/18.



A análise Power Hovmöller consiste na plotagem bidimensional da variância *wavelet* das formas de fundo de todo o domínio, ou seja, permite avaliar espacialmente a variabilidade das distribuições nas direções longitudinal e transversal. Com isso, pode-se isolar formas do leito com comprimento dentro de um determinado intervalo (banda) e identificar os locais em que ocorrem com maior frequência. A Figura 58 apresenta os resultados da análise para duas bandas: [1-11] m e [59-60] m (ambas associadas ao MDTs de 01/02/18). Nota-se a maior frequência da banda [1-11] m (pequenas dunas) nas proximidades da margem direita e na região central do domínio. A banda [59-60] m mostra maior intensidade no último terço do domínio nas proximidades de ambas as margens.

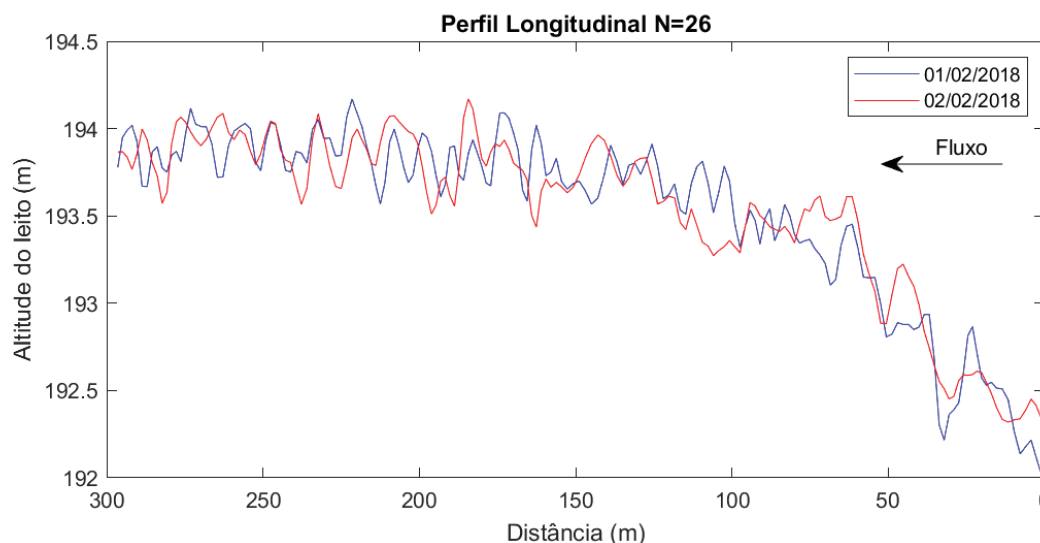
Os resultados provenientes das transformadas *wavelets* forneceram subsídios para definir mais tecnicamente e com menor subjetividade as características geométricas das formas de fundo e para aplicar o Método ISSDOTv2 modificado com as correções necessárias. Ainda assim foi necessário avaliar visualmente a velocidade de deslocamento das dunas dos perfis longitudinais selecionados. Como há diferentes dunas com variados tamanhos e velocidades ao longo de um mesmo perfil, foi necessário realizar estimativas mais grosseiras para definir um valor de velocidade para cada perfil, não sendo possível utilizar o mesmo rigor da metodologia *wavelets*.

Figura 58 – Análise Power Hovmöller do espectro de potências *wavelet* para duas bandas de comprimento da hierarquia  $h_{2,3}$  (01/02/18): (acima) [1-11] m; (abaixo) [59-60] m. Os contornos apresentam a variância para um intervalo de confiança de 95%.



A Figura 59 apresenta o perfil longitudinal N=26 (medido em 01/02/18 e 02/02/18) na região utilizada para aplicação do Método ISSDOTv2 modificado (Figura 49). Verifica-se a dificuldade na determinação da velocidade de deslocamento das dunas. Assim, foi necessário arbitrar alguns valores de velocidade a partir de inferências visuais. Para cada perfil selecionado para aplicação do método, foi estabelecido um valor para comprimento da duna ( $\lambda$ ), altura da duna ( $H_d$ ) e velocidade de deslocamento da duna ( $v_d$ ), os quais são necessários para aplicação da equação (45). As variações observadas entre os perfis para cada um desses parâmetros foi:  $30 < \lambda < 80$  (m);  $0,2 < H_d < 0,8$  (m);  $1 < v_d < 20$  (m/dia).

Figura 59 – Perfil longitudinal N=26 na região do rio utilizada para aplicação do Método ISSDOTv2 modificado.



Através do Método ISSDOTv2 modificado, foi estimada uma descarga sólida do leito de 776 t/dia na seção transversal P1 (Taquari Montante) (Tabela 8). Esse valor corresponde ao transporte médio no período de 24 horas entre os levantamentos batimétricos de 01/02/18 e 02/02/18, quando as vazões variaram entre 261 m<sup>3</sup>/s e 373 m<sup>3</sup>/s. O resultado é condizente com as outras estimativas de descarga sólida apresentadas por outras metodologias (Figura 47).

Tabela 8 – Resultados do Método ISSDOTv2 modificado (01/02/18 a 02/02/18).

Parâmetros estimados	(m <sup>3</sup> /s.m)	(m <sup>3</sup> /s)	(t/dia)
$q_{s1}$ média por longitudinal	2,3E-05	2,6E-05	6,02
Erro em $q_{s1}$ por longitudinal (médio)	1,2E-05	1,4E-05	3,21
$q_{s1}$ média por longitudinal (corrigida)	3,5E-05	4,0E-05	9,23
Soma $q_{s1}$ dos perfis usados (não corrigido)		8,7E-04	199
Soma $q_{s1}$ dos perfis usados (corrigido)		1,3E-03	305
Extrapolção $q_{s1}$ (perfis não usados) (não corrigido)		1,3E-03	308
Extrapolção $q_{s1}$ (perfis não usados) (corrigido)		2,1E-03	471
$Q_{s1}$ total na seção transversal (sem correção)	2,3E-05	2,2E-03	506
$Q_{s1}$ total na seção transversal (com correção)	<b>3,5E-05</b>	<b>3,4E-03</b>	<b>776</b>

$q_{s1}$  é a descarga sólida do leito unitária; a largura de abrangência dos perfis usados é 38 m; a largura da seção transversal é 97 m.

5.6 MODELAGEM HIDROMORFOLÓGICA

5.6.1 Calibração Hidrodinâmica

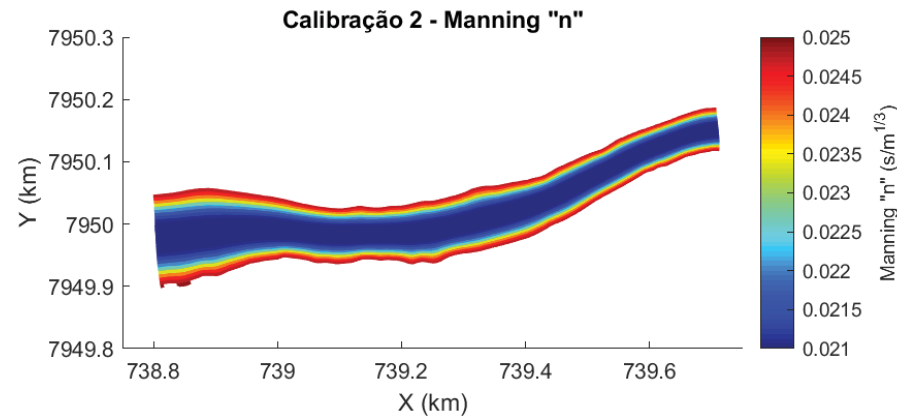
Conforme apresentado na seção 4.4, a calibração do modelo implementado no software Delft3D foi realizada inicialmente para o módulo FLOW. Isso quer dizer que o modelo foi calibrado para o parâmetro de rugosidade (número de Manning – “n”) utilizando dados medidos de níveis d’água e velocidades do escoamento, sem considerar transporte de sedimentos e variações morfológicas nesta etapa inicial.

Alguns dos parâmetros e características do modelo utilizados na calibração hidrodinâmica constam na Tabela 9. Foram testados diferentes valores do parâmetro n, constantes e variáveis no espaço. Nesta seção são apresentados os resultados de somente duas calibrações, uma com rugosidade constante e outra com rugosidade variável. Na Calibração 1 foi aplicado um valor constante de número de Manning ( $n = 0,021$ ) em todo o domínio. Na Calibração 2 este valor variou espacialmente ( $0,021 < n < 0,025$ ), sendo maior nas proximidades das margens e menor no centro do rio (Figura 60).

Tabela 9 – Configuração do módulo hidrodinâmico FLOW do Delft3D.

Parâmetros do modelo	Valores
Resolução média da grade	4 metros
Passo de tempo computacional	6 segundos
Período de simulação	3 horas
Número de camadas na vertical	10
Condição de contorno a montante	Vazão permanente (261 m³/s)
Condição de contorno a jusante	Nível d’água constante (195,6 m)
Modelo de turbulência	k-ε
<b>Resultados</b>	
Calibração 1	Manning constante ( $n = 0,021$ )
Calibração 2	Manning variável ( $0,021 < n < 0,025$ )

Figura 60 – Variação espacial do coeficiente de Manning “n” na Calibração 2.



A calibração do módulo hidrodinâmico foi desenvolvida buscando-se resultados do modelo coerentes com as medições de campo. Os dois principais aspectos observados nesta etapa foram os níveis d'água e as velocidades do escoamento.

A Figura 61 apresenta os níveis d'água (altitudes em relação ao nível médio dos mares) medidos em campo e os resultados das calibrações 1 e 2 em todo o domínio. Também são apresentadas as diferenças entre os valores simulados e os medidos. Em ambas as calibrações, alguns pontos na região a montante do modelo apresentaram níveis mais altos que as medições, mas a diferença não passou de 10 cm. Da metade do domínio para jusante, os resultados foram mais próximos aos dados medidos, o que já era esperado devido à imposição da condição de contorno de jusante.

A Figura 62 apresenta um gráfico de dispersão com os dados de níveis d'água de todas as células do modelo (medidos e simulados). O coeficiente de determinação de ambas as calibrações foi o mesmo ( $R^2 = 0,84$ ). A Tabela 10 resume algumas estatísticas referentes aos dados de nível d'água das calibrações, como coeficiente de determinação ( $R^2$ ), coeficiente de correlação ( $R$ ), erro quadrático médio (EQM), erro médio (EM), erro médio absoluto (EMA), raiz quadrada do erro quadrático médio (RMSE) e desvio-padrão dos erros (DPE).

A Figura 63 apresenta perfis longitudinais de nível d'água (no centro do rio) resultantes das medições e das simulações, bem como as diferenças entre eles. O perfil em linha tracejada denominado “medição filtrada  $\alpha=29$ ” corresponde à média dos valores de 29 perfis longitudinais, sendo 14 de cada lado do perfil central ( $N=15$ ) mais ele próprio, englobando assim quase a totalidade da seção transversal (com exceção de pontos extremos da malha, próximos às margens). Esse filtro foi aplicado para eliminar oscilações bruscas no nível de água medido, sejam elas decorrentes de ondas durante os levantamentos ou da imprecisão dos equipamentos de medição.

Em termos de níveis d'água, os resultados de ambas as calibrações foram equivalentes estatisticamente, embora visualmente (Figura 61) se possa inferir que a calibração 1 tenha sido ligeiramente melhor na representação da região a montante.



Figura 61 – Resultados de nível d'água: Medição (01/02/18), Calibração 1, Calibração 2 e diferenças entre as simulações e a medição.

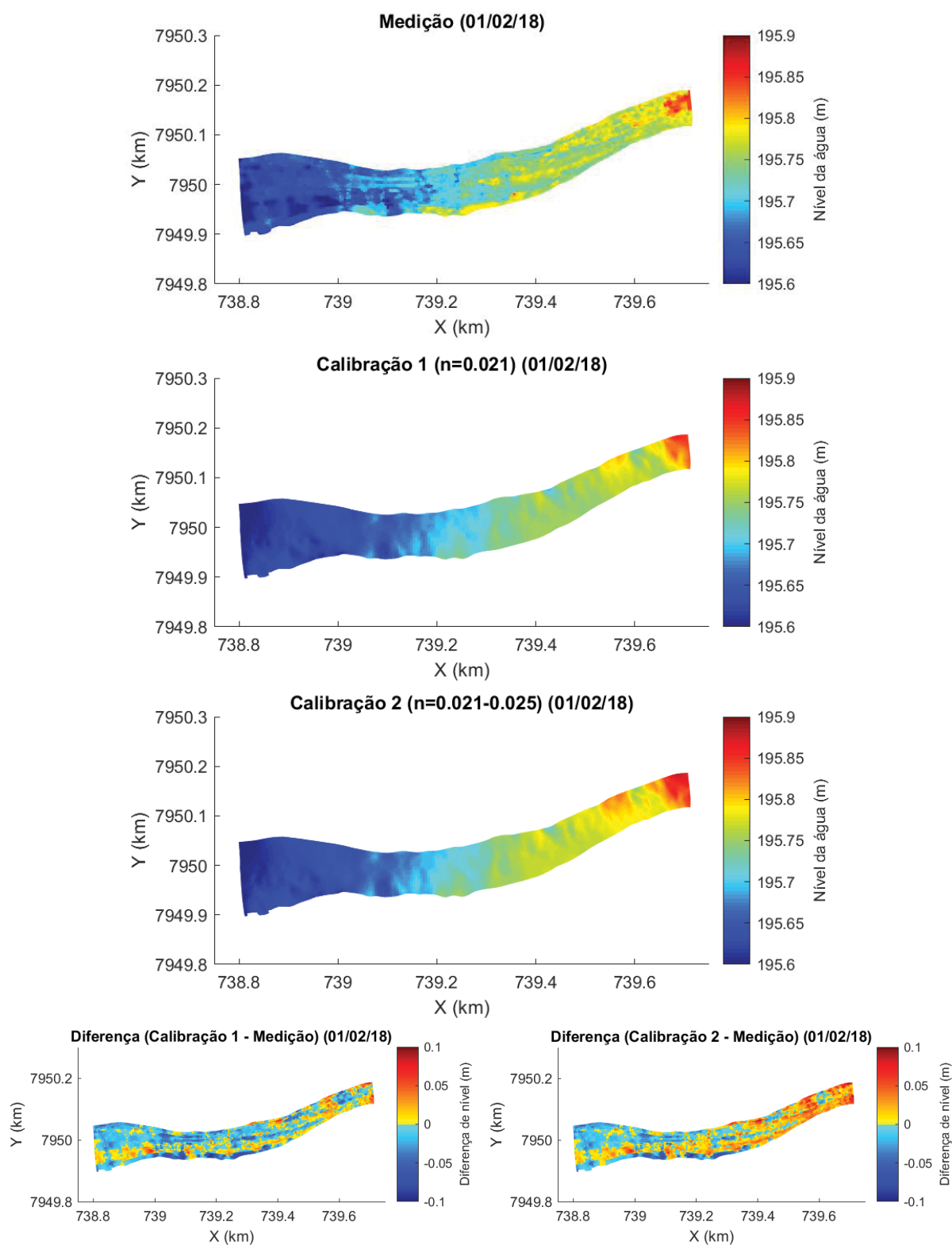


Figura 62 – Níveis d'água (m) (Modelo x Medição). A linha sólida preta é a linha a 45° (ajuste perfeito); a linha tracejada vermelha é o ajuste dos dados por regressão linear.

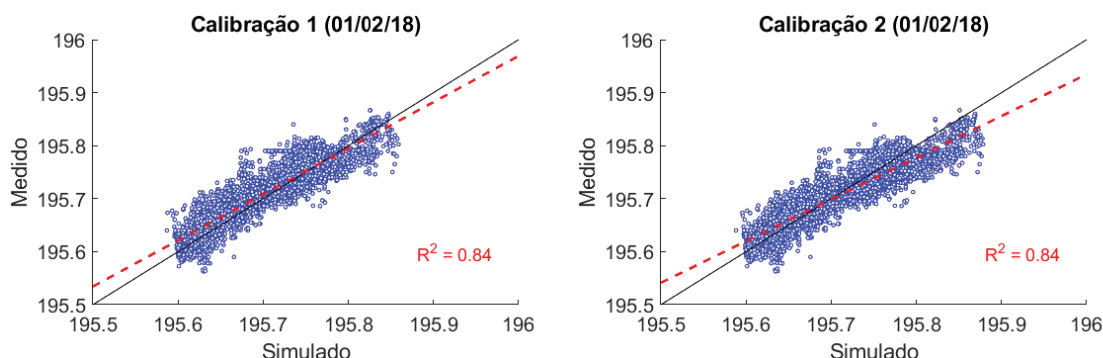


Tabela 10 – Estatísticas dos níveis d'água – comparação entre simulações hidrodinâmicas e medição de 01/02/18.

Estatística	Calibração 1	Calibração 2
$R^2$	0,84	0,84
R	0,92	0,92
EQM (MSE) ( $m^2/s^2$ )	0,00	0,00
EM (m/s)	-0,01	0,01
EMA (m/s)	0,02	0,02
RMSE (m/s)	0,03	0,03
DPE (m/s)	0,03	0,03

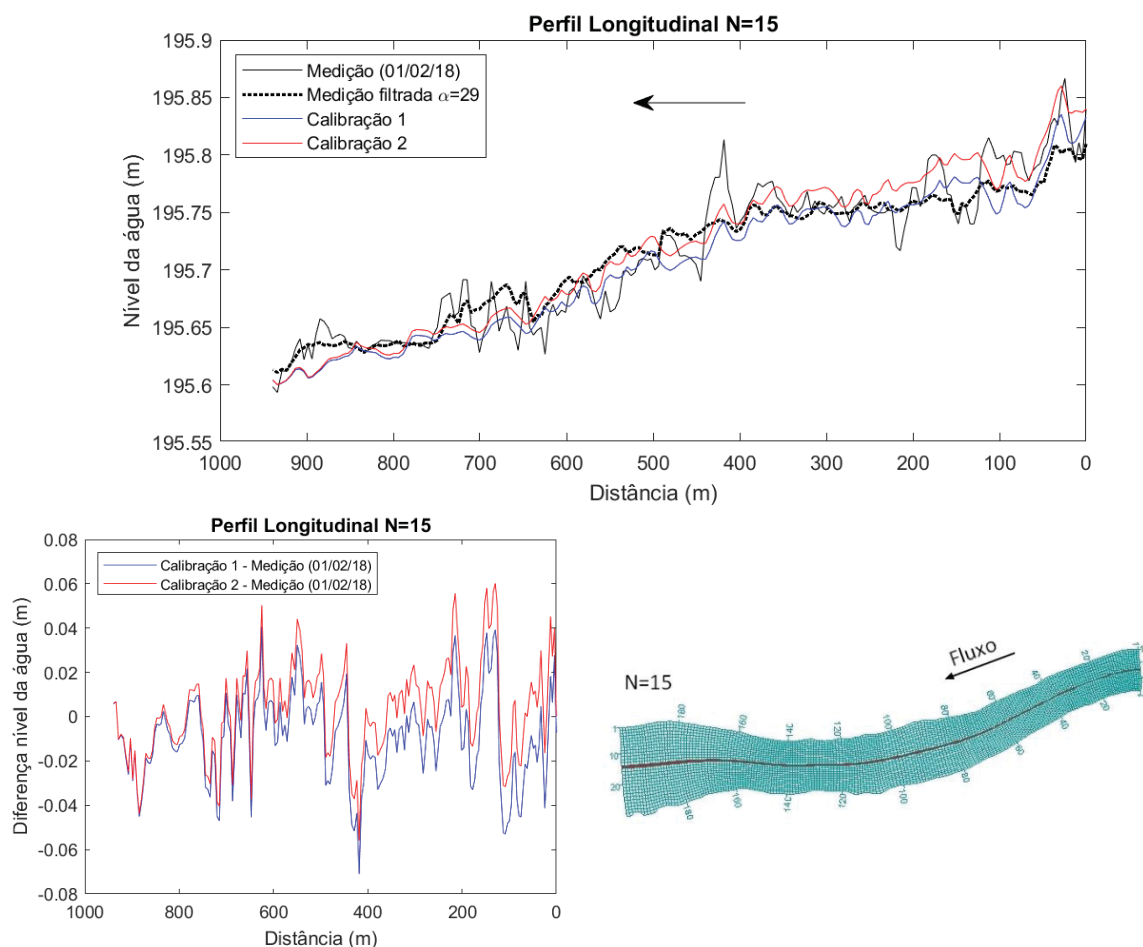
A Figura 64 apresenta as velocidades do escoamento integradas na vertical das medições e dos modelos, bem como a diferença entre elas. De modo geral, ambos os modelos foram capazes de representar bem os campos de velocidades ao longo do domínio, sendo as maiores diferenças observadas nas proximidades das margens. No talvegue do rio, a velocidade máxima chegou a 2,0 m/s.

A maior diferença entre as velocidades simuladas e medidas observada nas imediações da margem esquerda e da condição de contorno de jusante pode ser explicada pela confluência dos rios Taquari e Coxim alguns metros a jusante da seção de saída. A influência dessa confluência, a qual não é bem representada no modelo, se dá através da criação de uma região de remanso e de recirculação, causando decréscimo da magnitude das velocidades do escoamento nesta região. Todavia, em função da pequena extensão desta área e da proximidade das margens, não há comprometimento da qualidade do modelo na representação geral dos campos de velocidades e da sua utilização para prever transportes de sedimentos.

A calibração 2 apresentou resultados um pouco melhores que a calibração 1, com coeficiente de determinação ( $R^2$ ) igual a 0,56 (Figura 65). A Tabela 11 resume as estatísticas de velocidades do escoamento integradas na vertical ( $R^2$ , R, EQM, EM, EMA, RMSE, DPE), comprovando a superioridade da calibração 2 na representação dos campos de velocidade.

Figura 63 – Resultados de nível d'água – Perfil Longitudinal N=15 (centro do rio).

\* O perfil em linha tracejada na figura acima corresponde à média de 29 perfis, sendo 14 de cada lado do perfil central (N=15) mais ele próprio, representando portanto o perfil longitudinal médio medido.



Também foram avaliadas as velocidades em seções transversais e longitudinais do rio (Figura 66 a Figura 75), através da comparação entre os resultados da modelagem e as medições realizadas com ADCP no dia 01/02/18. Interessante observar como o modelo conseguiu reproduzir os campos de velocidades nas seções transversais, com magnitudes bastante próximas aos valores medidos com ADCP. A calibração 2 forneceu resultados mais verossímeis, com velocidades mais baixas nas regiões mais rasas próximas às margens.

Nas seções longitudinais medidas (Figura 71 a Figura 75), nota-se que o modelo também conseguiu representar a aceleração do escoamento que ocorre sobre a crista das dunas e a desaceleração logo após a crista, causada pela separação do escoamento e turbilhonamento, criando regiões de deposição de sedimentos (vales das dunas). Esse comportamento pode ser observado em detalhes na Figura 76, que corresponde a um zoom da seção longitudinal XS07 (Figura 74) no intervalo espacial [400m-550m], onde são apresentados vetores de velocidade do escoamento sobre uma duna, comprovando a assertividade dos resultados do modelo em comparação às medições com ADCP.

Figura 64 – Resultados de velocidade do escoamento integrada na vertical: Medição (01/02/18), Calibração 1, Calibração 2 e diferenças entre as simulações e a medição.

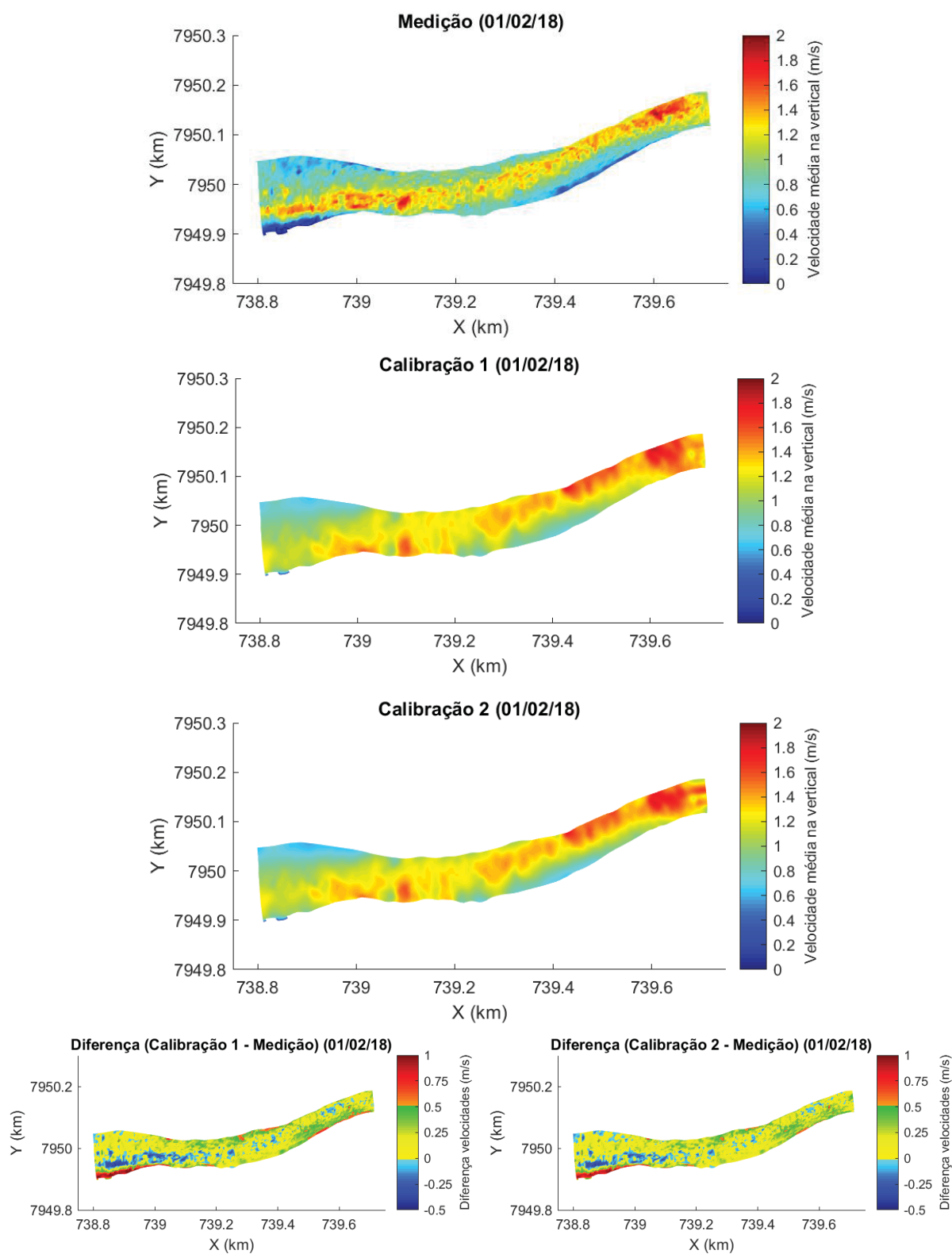


Figura 65 – Velocidades médias integradas na vertical (m/s) (Modelo x Medição). A linha sólida preta é a linha a 45° (ajuste perfeito); a linha tracejada vermelha é o ajuste dos dados por regressão linear.

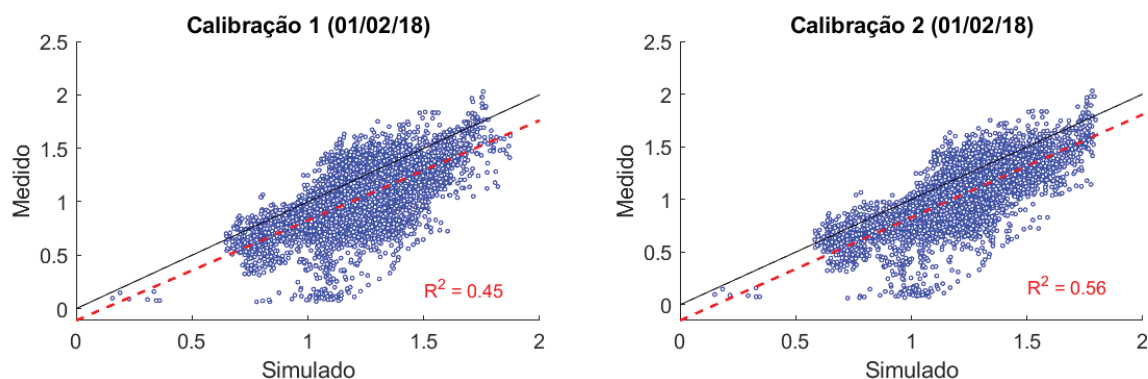


Tabela 11 – Estatísticas das velocidades integradas na vertical – comparação entre simulações hidrodinâmicas e medição de 01/02/18.

Estatística	Calibração 1	Calibração 2
$R^2$	0,45	0,56
R	0,67	0,75
EQM (MSE) ( $m^2/s^2$ )	0,09	0,07
EM (m/s)	0,19	0,18
EMA (m/s)	0,23	0,21
RMSE (m/s)	0,29	0,27
DPE (m/s)	0,23	0,20
Máxima diferença (m/s)*	1,09	1,03
Mínima diferença (m/s)*	-0,48	-0,47

\* A diferença é o valor absoluto da operação “calibração – medição”, portanto, valores positivos indicam velocidades do modelo maiores que das medições, e vice-versa.

Figura 66 – Localização das seções transversais (XS) medidas em 01/02/18 e utilizadas para comparação com as simulações.

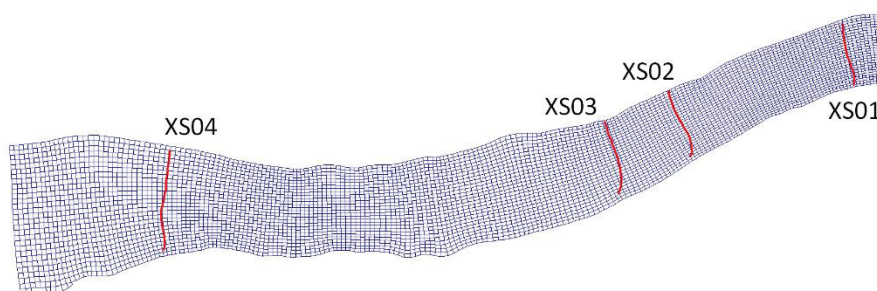


Figura 67 – Velocidades da água na seção transversal XS01 (medição com ADCP vs modelo).

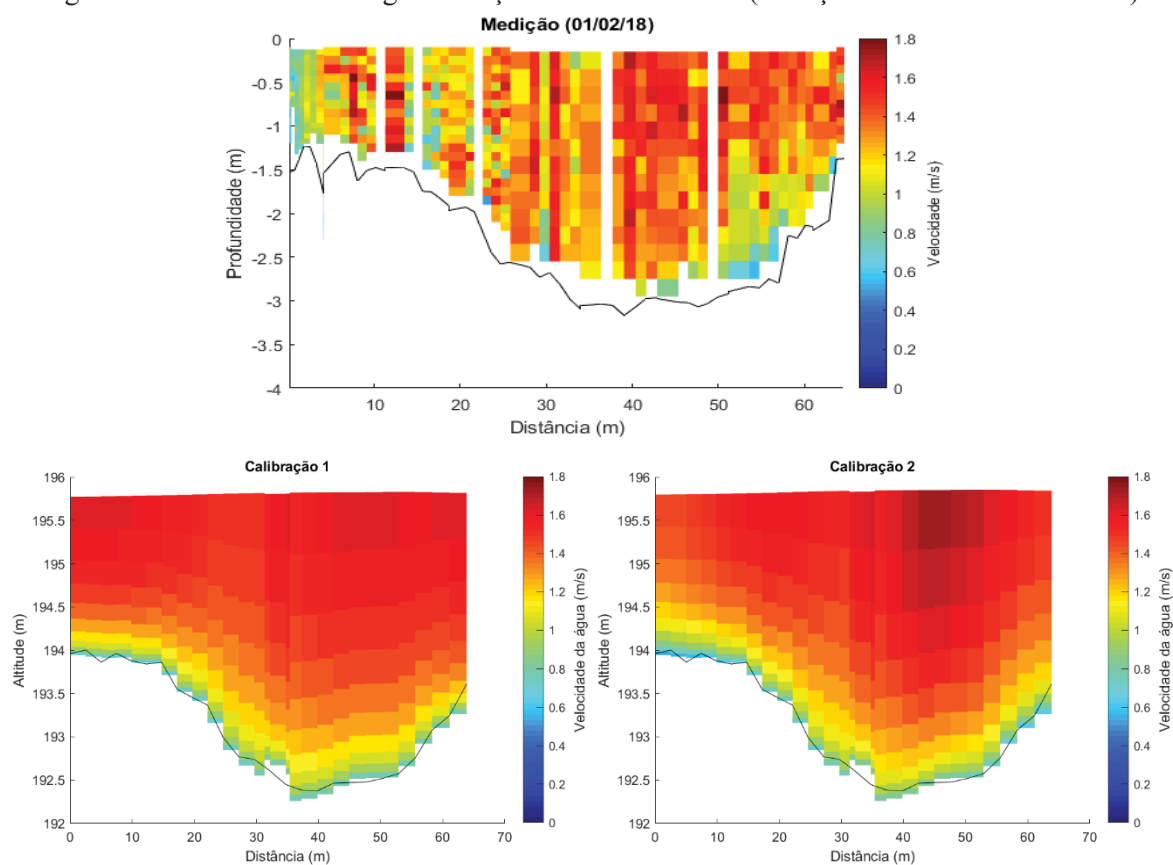


Figura 68 – Velocidades da água na seção transversal XS02 (medição com ADCP vs modelo).

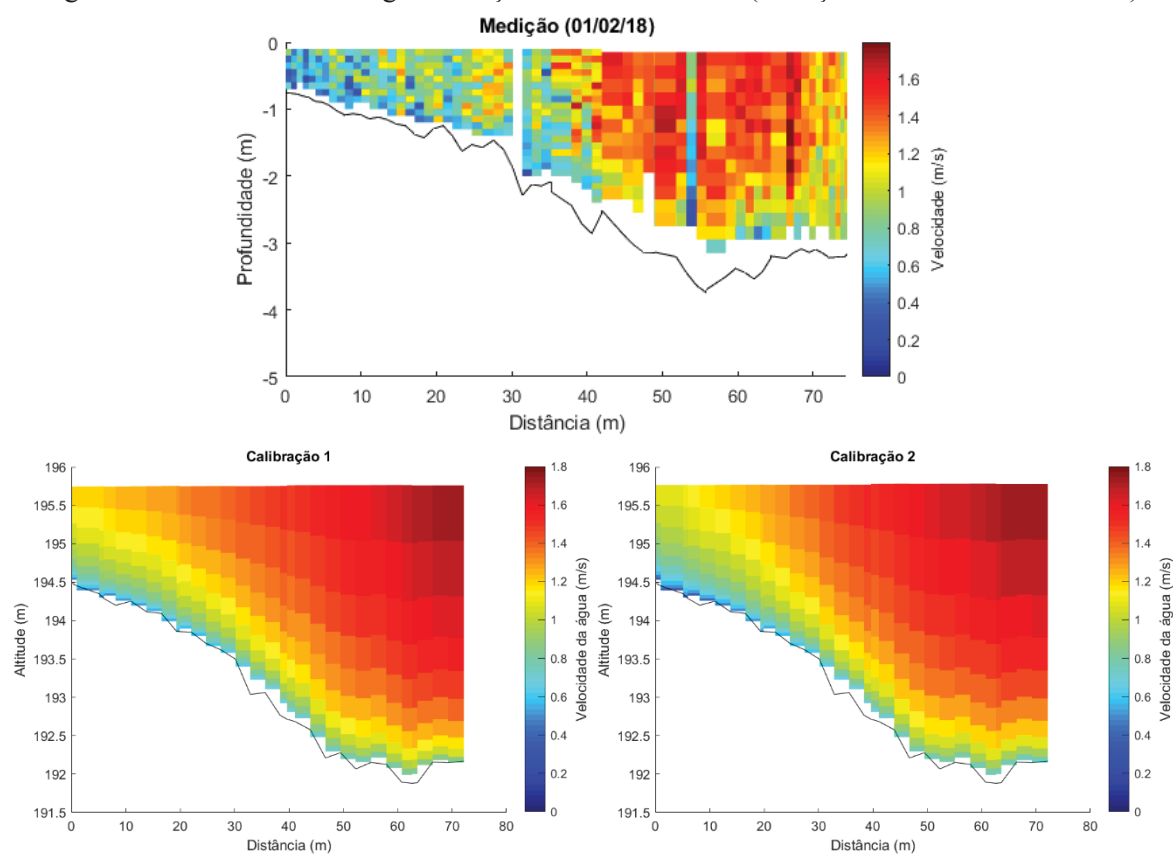




Figura 69 – Velocidades da água na seção transversal XS03 (medição com ADCP vs modelo).

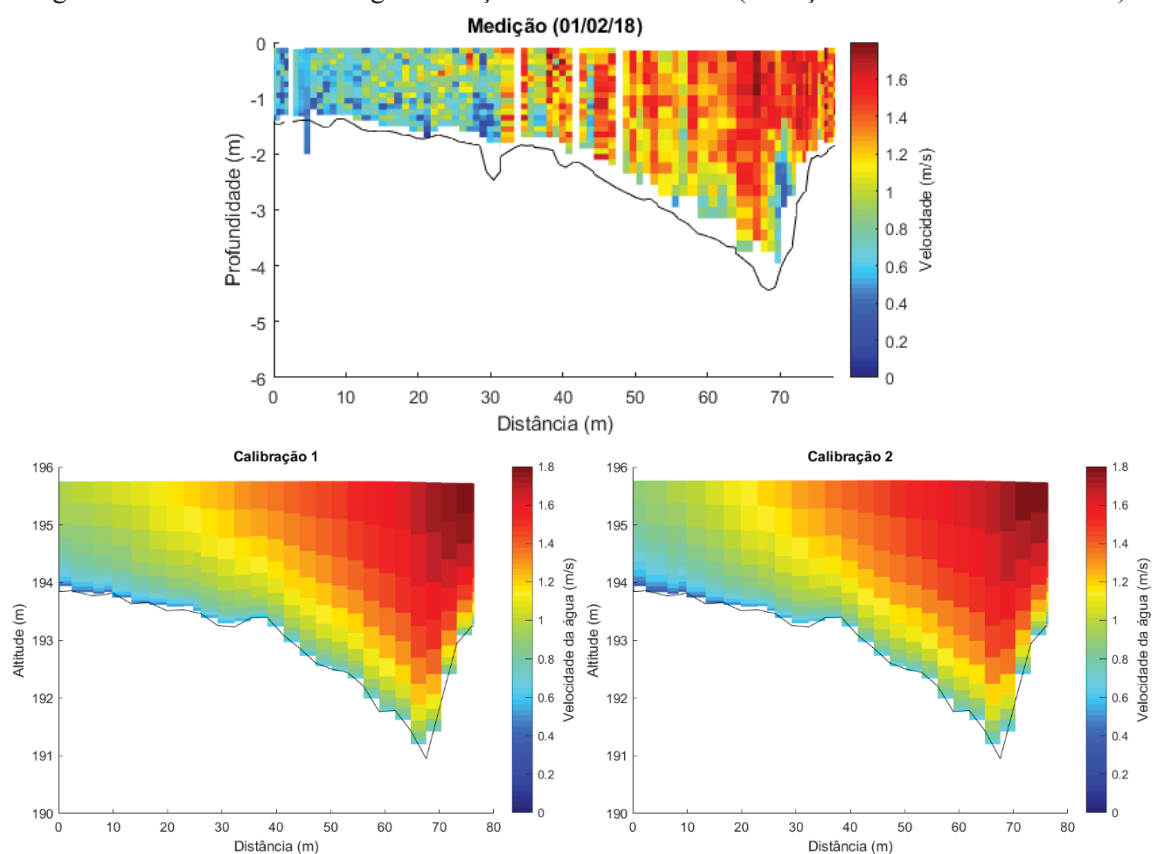


Figura 70 – Velocidades da água na seção transversal XS04 (medição com ADCP vs modelo).

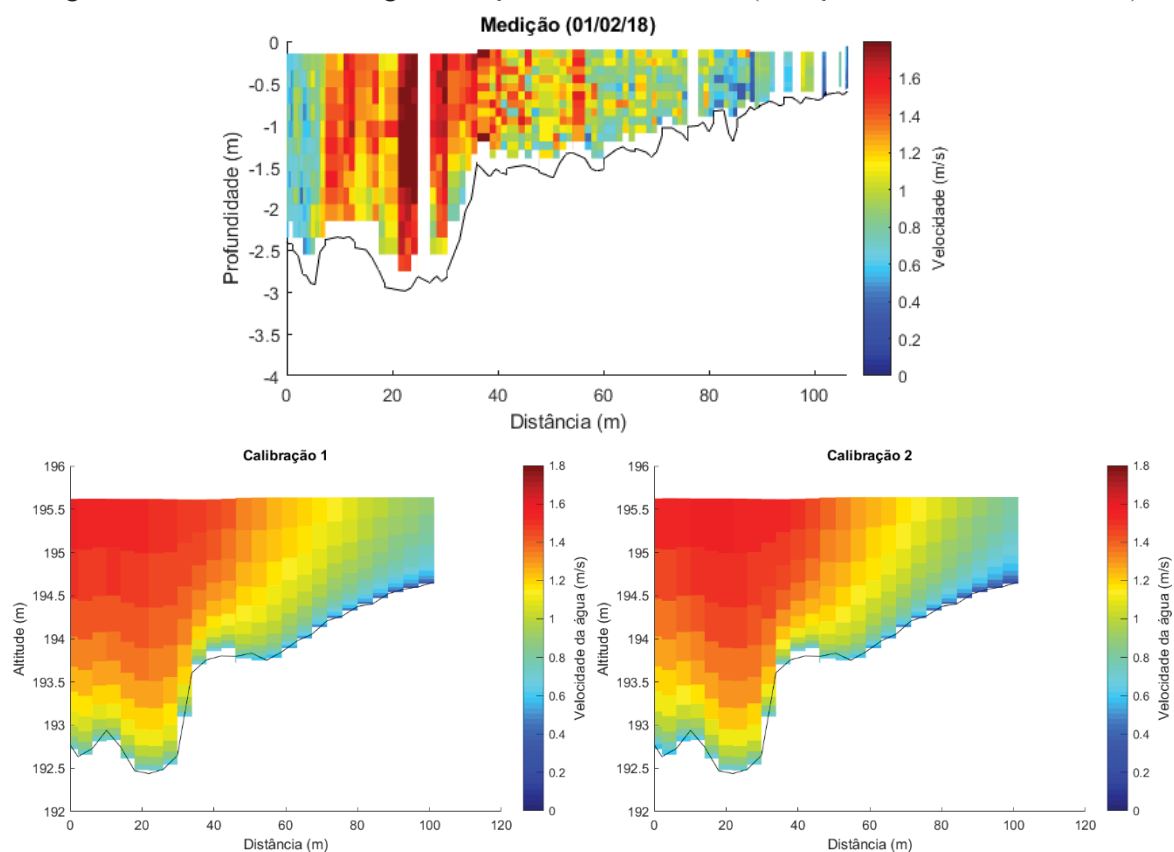


Figura 71 – Localização das seções longitudinais (XSlong) medidas em 01/02/18 e utilizadas para comparação com as simulações.

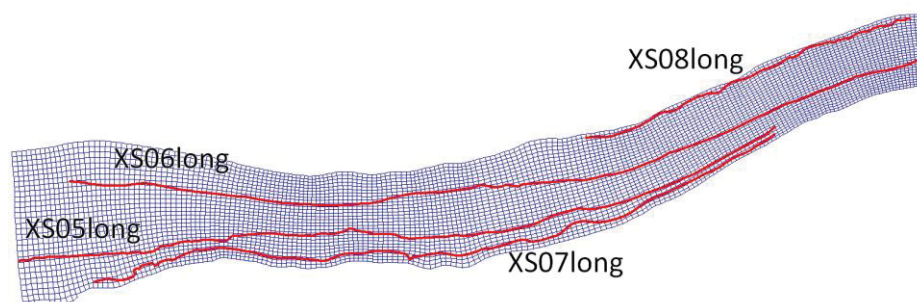


Figura 72 – Velocidades da água na seção longitudinal XS05long (ADCP vs modelo).

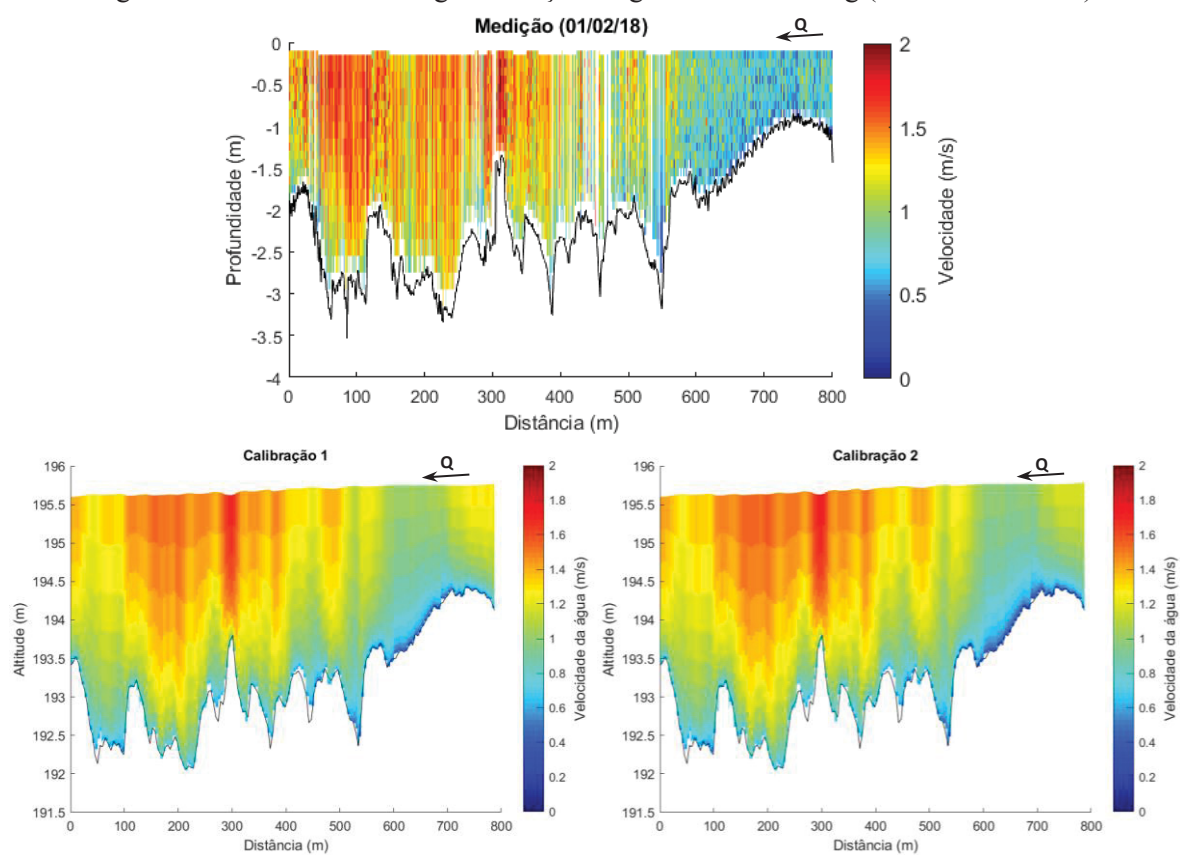


Figura 73 – Velocidades da água na seção longitudinal XS06long (ADCP vs modelo).

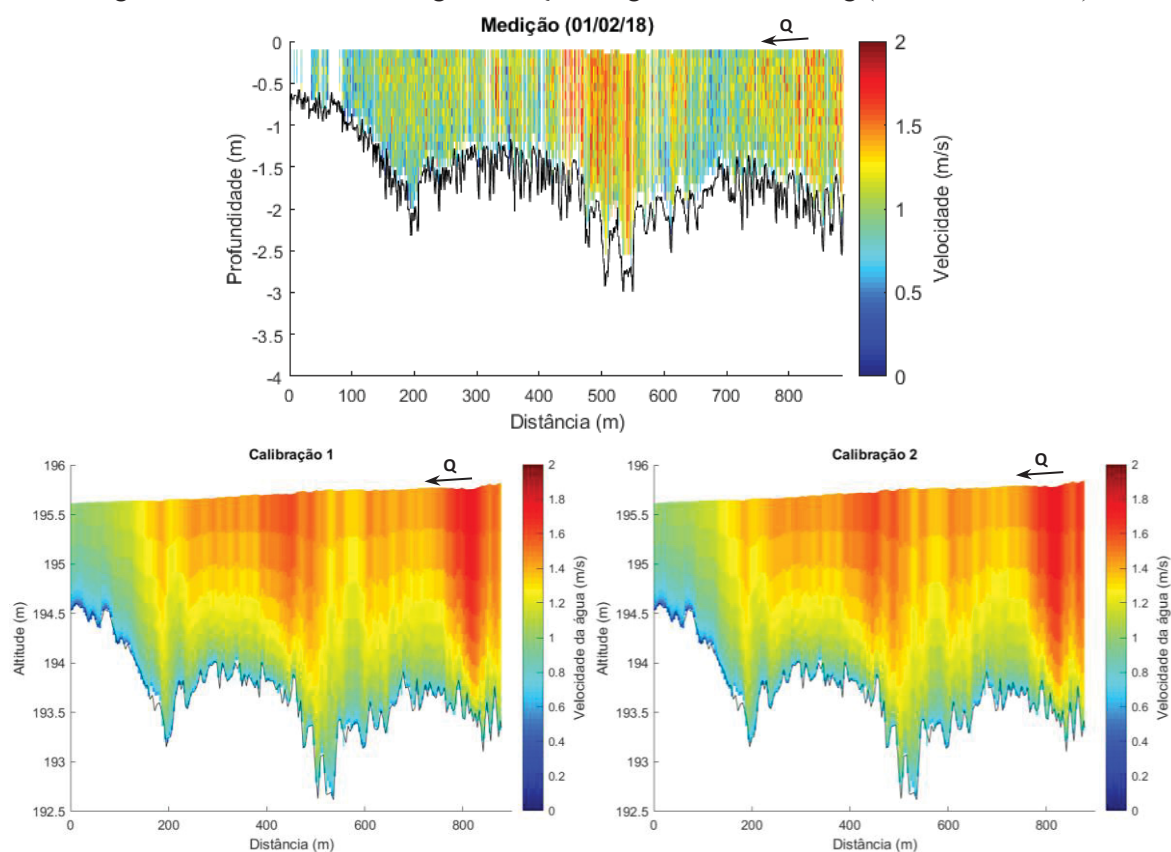


Figura 74 – Velocidades da água na seção longitudinal XS07long (ADCP vs modelo).

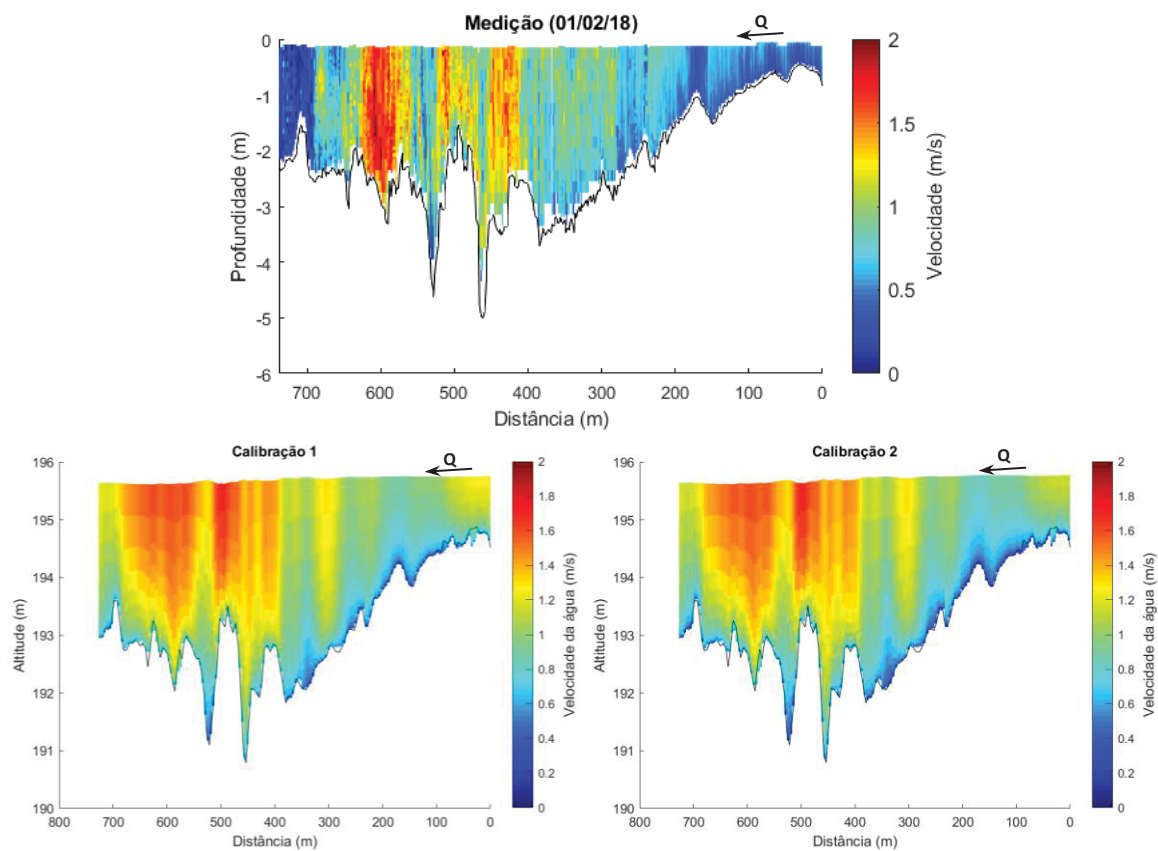


Figura 75 – Velocidades da água na seção longitudinal XS08long (ADCP vs modelo).

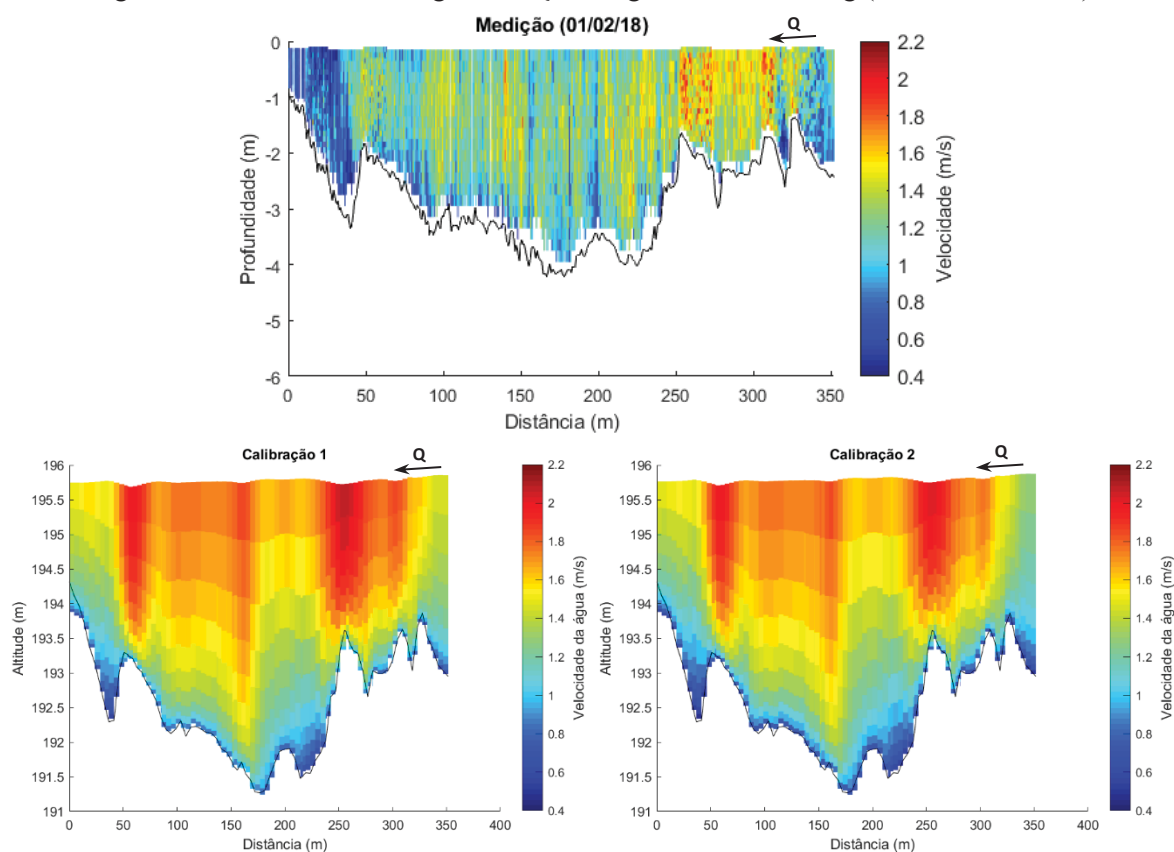
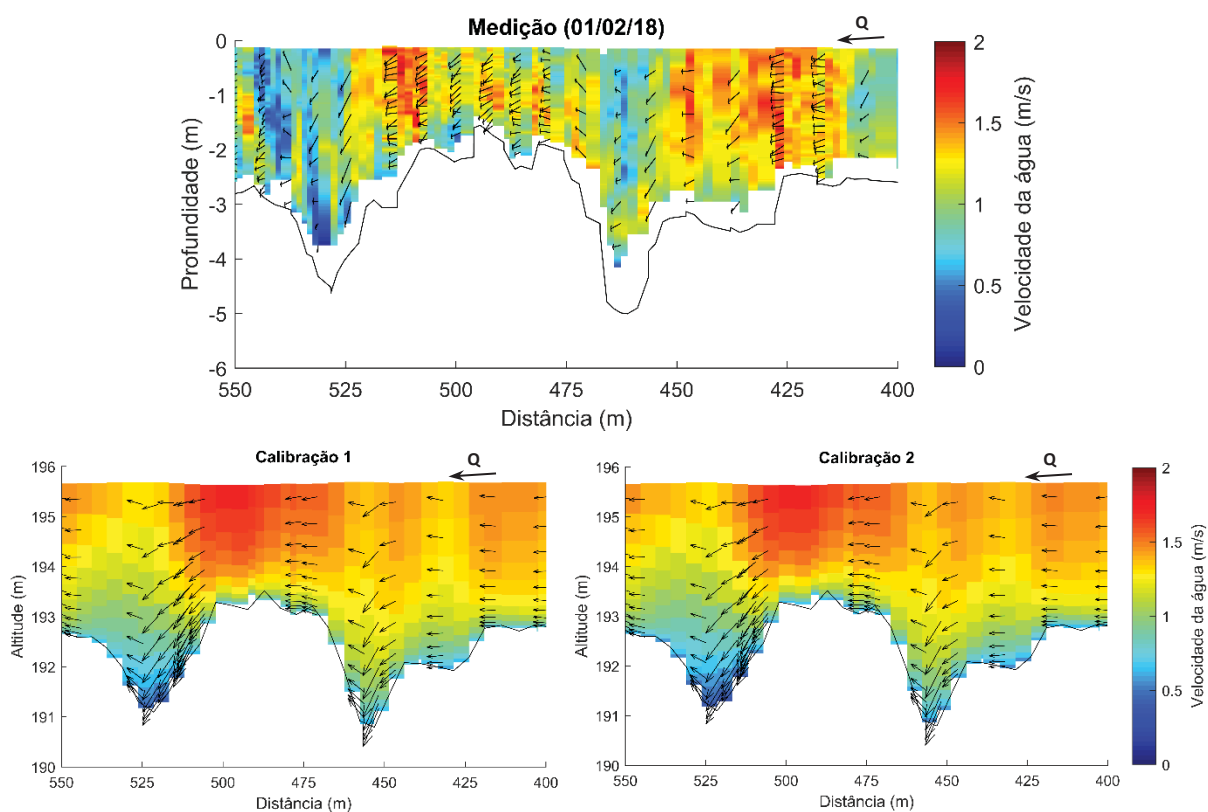


Figura 76 – Zoom da seção longitudinal XS07 no intervalo espacial [400m-550m], ilustrando velocidades do escoamento (magnitude e vetores) sobre uma duna (ADCP vs modelo).



Embora a tridimensionalidade das formas de fundo interfira no surgimento de fluxos secundários e no desenvolvimento do escoamento com componentes de velocidade transversal às vezes relevantes, pode-se dizer que o modelo representou bem a variação espacial das velocidades da água na transversal e na vertical (10 camadas).

Por fim, foram plotados perfis transversais de velocidades integradas na vertical extraídos de diferentes seções do domínio (Figura 77). Neste caso, o perfil denominado “medido” corresponde na realidade aos valores medidos com ADCP interpolados na grade do modelo, o que pode explicar algumas descontinuidades observadas nos perfis plotados em cor verde (medição) na Figura 77. Mais uma vez, nota-se que os resultados da calibração 2 se aproximam mais das medições do que a calibração 1, principalmente perto das margens. No entanto, a diferença entre as velocidades das calibrações 1 e 2 não passou de 0,2 m/s nessas regiões.

A Figura 78 ilustra a distribuição espacial das tensões tangenciais no leito do rio resultantes das calibrações 1 e 2 para o dia 01/02/18. Em alguns locais próximos às margens, as tensões atingiram valores até 15 N/m<sup>2</sup>. Mas em média os valores foram de 6 N/m<sup>2</sup>. Na seção transversal P1 (Taquari Montante) em 01/02/18 (vazão de 261 m<sup>3</sup>/s), a tensão tangencial no leito estimada pelas equações de transporte foi de 4,5 N/m<sup>2</sup>, o que corrobora a qualidade dos resultados da modelagem.

Figura 77 – Velocidades da água integradas na vertical em diferentes seções transversais do domínio (Calibração 1, Calibração 2 e Medição – 01/02/18).

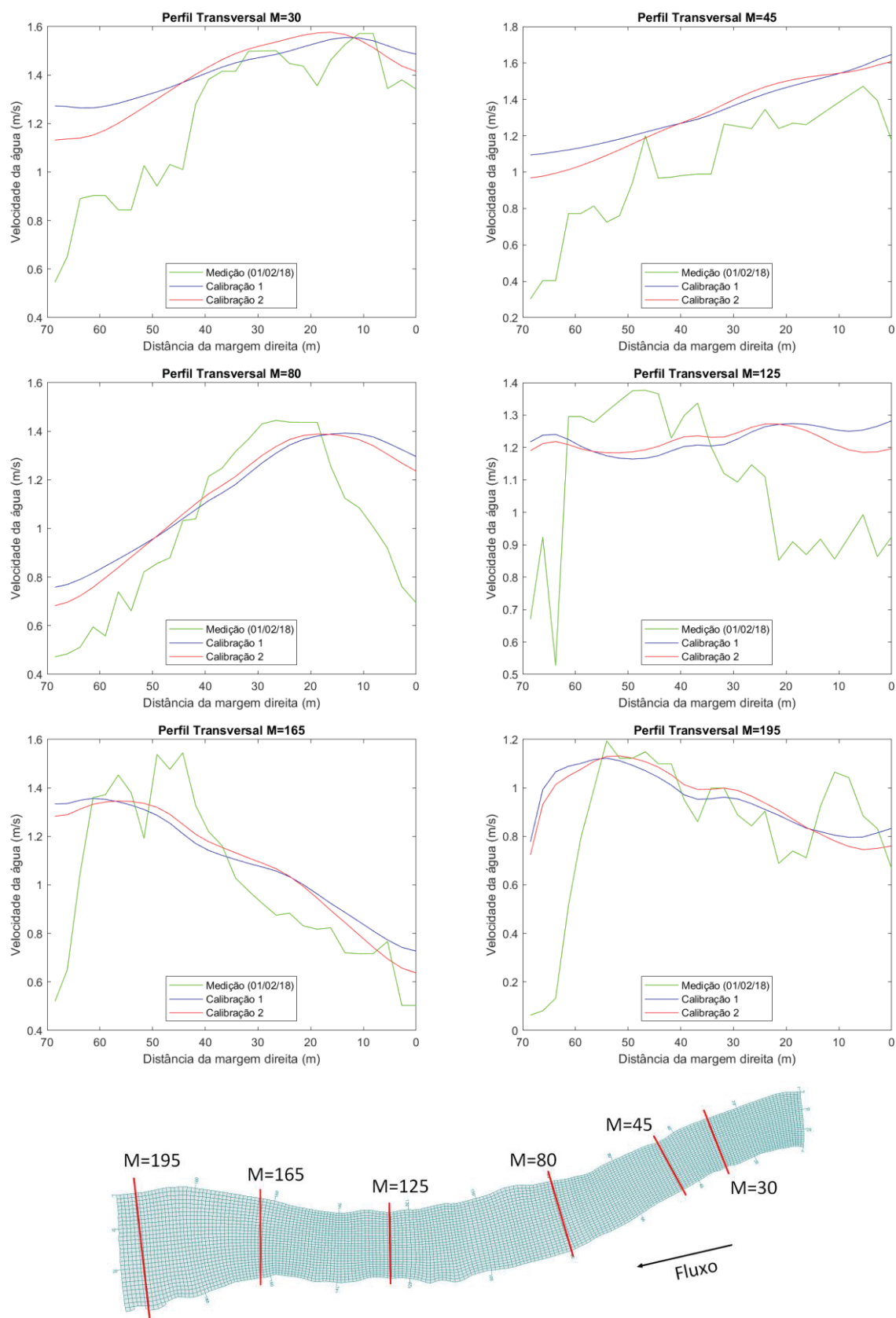
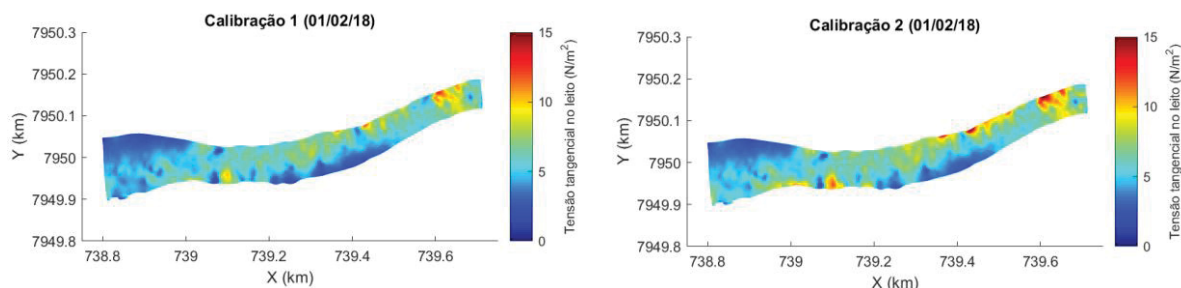




Figura 78 – Tensão tangencial no leito resultante das simulações hidrodinâmicas.



### 5.6.2 Calibração Hidromorfológica (permanente)

As simulações hidromorfológicas foram realizadas em duas etapas: calibração e validação. A calibração, descrita nesta seção, consistiu em simulações em regime permanente com os dados medidos em 01/02/18. A validação, apresentada na próxima seção, consistiu em simulações em regime não-permanente, com vazões variando entre 261 m<sup>3</sup>/s (01/02/18) e 373 m<sup>3</sup>/s (02/02/18). Nas duas etapas, o período de simulação com alterações morfológicas ativadas foi de 24 horas.

A calibração hidromorfológica foi realizada a partir da definição das granulometrias dos sedimentos disponíveis (coesivos e não-coesivos) e do ajuste dos valores dos parâmetros de calibração ( $f_{SUS}$  e  $f_{BED}$  para VR;  $\alpha$  e  $SusFac$  para EH; e  $\alpha$  para MPM), conforme descrito na seção 4.4. Em função dos resultados obtidos no módulo hidrodinâmico, decidiu-se por continuar as simulações utilizando os valores de Manning da calibração 2, portanto, variáveis no espaço ( $0,021 < n < 0,025$ ).

Os resultados apresentados a partir daqui serão denominados conforme a equação de transporte de sedimentos de fundo utilizada na simulação: “VR” (VAN RIJN, 2003), “EH” (ENGELUND; HANSEN, 1967) ou “MPM” (MEYER-PETER; MÜLLER, 1948). A nomenclatura adotada também usa as palavras “Perm” e “NPerm” para indicar simulações em regime permanente e não-permanente, respectivamente. As simulações onde foram implementados *Trachytopes* são referenciadas por “Trt”, sendo a metodologia de cálculo das alturas de rugosidade das formas de fundo referenciadas por: “vr84” (VAN RIJN, 1984a) e “vr07” (VAN RIJN, 2007).

A Tabela 12 sintetiza a configuração básica das simulações. A Tabela 13 apresenta os parâmetros calibrados em cada simulação. Embora os parâmetros das colunas 2 a 5 (SUS, BED,  $SusFac$  e  $\alpha$ ) tenham sido calibrados através de testes com diferentes valores, não foi possível testar e calibrar os parâmetros das colunas 6 a 10 (TrtDt, BdfEps, BdfDnC, BdfRpC e BdfMrC), para os quais utilizou-se o valor padrão do software (unitário).

Tabela 12 – Configuração das calibrações hidromorfológicas em regime permanente.

Parâmetro	Valor
Passo de tempo	1 segundo
Manning ( $s/m^{1/3}$ )	$0,021 < n < 0,025$
Vazão de entrada	permanente = 261 m <sup>3</sup> /s
Nível d'água a jusante	permanente = 195,6 m
Data correspondente	01/02/18
Quantd. Sedimentos	1C + 1NC
SedDia ( $\mu m$ )	270
SedTyp	Bedload (VR) e Sand (EH e MPM)
MorStt (minutos)	180

Obs: C – coesivo; NC – não coesivo; SedDia – granulometria ( $d_{50\%}$ ) dos sedimentos não coesivos; SedTyp – parâmetro que especifica o tipo de sedimento e de que forma pode ser transportado (sand, mud ou bedload); MorStt – intervalo de tempo antes de iniciar as alterações morfológicas.

Tabela 13 – Parâmetros de calibração das simulações hidromorfológicas.

Simulação	SUS	BED	SusFac	alfa	TrtDt	BdfEps	BdfDnC	BdfRpC	BdfMrC
VR-Perm	0,6	1,0	-	-	-	-	-	-	-
EH-Perm	-	-	0,7	0,5	-	-	-	-	-
MPM-Perm	-	-	-	0,8	-	-	-	-	-
VR-Trt-vr84-Perm	0,6	1,0	-	-	1,0	1,0	-	-	-
EH-Trt-vr84-Perm	-	-	0,7	0,5	1,0	1,0	-	-	-
MPM-Trt-vr84-Perm	-	-	-	0,8	1,0	1,0	-	-	-
VR-Trt-vr07-Perm	0,6	1,0	-	-	1,0	-	1,0	1,0	1,0
EH-Trt-vr07-Perm	-	-	0,7	0,5	1,0	-	1,0	1,0	1,0
MPM-Trt-vr07-Perm	-	-	-	0,8	1,0	-	1,0	1,0	1,0

Obs: SUS – parâmetro de calibração  $f_{SUS}$  da eq. de VR; BED – parâmetro de calibração  $f_{BED}$  da eq. de VR; SusFac é um parâmetro de calibração da equação de EH, denominado fração de sedimentos em suspensão; alfa é o parâmetro  $\alpha$  de calibração das eqs. de EH e MPM; BdfEps é o coeficiente  $\varepsilon$  de calibração da eq. (37) da altura das dunas para vr84; BdfRpC, BdfMrC BdfDnC são coeficientes de calibração das eqs. (40) a (42) das alturas das dunas, rugas e mega-rugas, respectivamente, para vr07.

Após terem sido testadas diferentes frações de sedimentos (em variadas quantidades e variados diâmetros), concluiu-se que os melhores resultados foram alcançados nas simulações onde foram utilizadas somente duas frações: uma coesiva, para os sedimentos em suspensão; e outra não-coesiva, para a descarga sólida do leito, cujo diâmetro adotado foi equivalente ao  $d_{50\%}$  das amostras HS (270  $\mu m$ ). Nos casos com diversas frações, o modelo registrou taxas de erosão/deposição irreais, com muita erosão na parte central do rio (menor rugosidade) e muita deposição de sedimentos nas proximidades das margens (maior rugosidade). Por isso, esses resultados foram descartados.

As simulações resultaram em taxas de erosão/deposição na ordem de  $\pm 50$  cm, após 24 horas de alterações morfológicas, compatíveis com as medições, embora em alguns locais a amplitude tenha sido maior ( $\pm 150$  cm). Comparando-se os resultados das 3 equações de transporte (Figura 79 a Figura 82), nota-se que VR e MPM representaram melhor a erosão do leito do que EH (cuja tendência foi de suavização do fundo). O uso dos Trachytopes causou

pouca variação nos resultados de erosão/deposição, a não ser nas simulações de EH, onde houve maior discrepância entre as alterações morfológicas com e sem Trachytopes (vr84 e vr07) (Figura 83 e Figura 84).

Para avaliar a capacidade do modelo na representação da magnitude da descarga sólida, foi analisada a variação temporal do transporte de sedimentos (do leito e em suspensão) na seção transversal P1 (Taquari Montante) (Figura 85). Conforme apresentado na seção 5.4, em 01/02/2018, a descarga sólida do leito média em P1 foi  $3,1\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$ , enquanto o transporte em suspensão foi estimado em  $2,0\text{E-}02 \text{ m}^3/\text{s}$ .

A simulação VR-Trt-vr84-Perm foi a que melhor reproduziu a intensidade do transporte de fundo, convergindo para  $3,2\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$ , após 24 horas de simulação. Os modelos de MPM também estabilizaram rapidamente em níveis próximos ao valor esperado ( $2,5\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$  a  $2,8\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$ ). As outras simulações de VR foram satisfatórias, com o pior resultado (sem Trachytopes) alcançando  $5,0\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$  após 24 horas de simulação. A simulação EH-Trt-vr84-Perm foi a mais instável de todas, oscilando entre  $5,9\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$  e  $6,8\text{E-}03 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Vale destacar que nas simulações de VR, restringiu-se o transporte da fração de sedimento não-coesivo à camada de fundo (SedTyp=bedload), impedindo que contribuísse para o transporte em suspensão, o qual foi composto somente pela fração coesiva. Por essa razão, o transporte em suspensão nas simulações de VR em P1 ( $\sim 4,0\text{E-}04 \text{ m}^3/\text{s}$ ) foi muito mais baixo do que nas medições ( $2,0\text{E-}02 \text{ m}^3/\text{s}$ ). As simulações de MPM, embora não tenham utilizado essa restrição, também apresentaram transporte em suspensão neste patamar inferior, o que se justifica pelo fato desta fórmula ter sido desenvolvida para transporte por arraste. As simulações de EH foram as únicas com sedimentos não-coesivos em suspensão ( $4,2\text{E-}02 \text{ m}^3/\text{s}$  a  $5,7\text{E-}02 \text{ m}^3/\text{s}$  em P1).

Figura 79 – Simulações com equações de VR, EH e MPM (sem Trachytopes): altitudes do leito após alterações morfológicas decorrentes das simulações em regime permanente com duração de 24 horas.

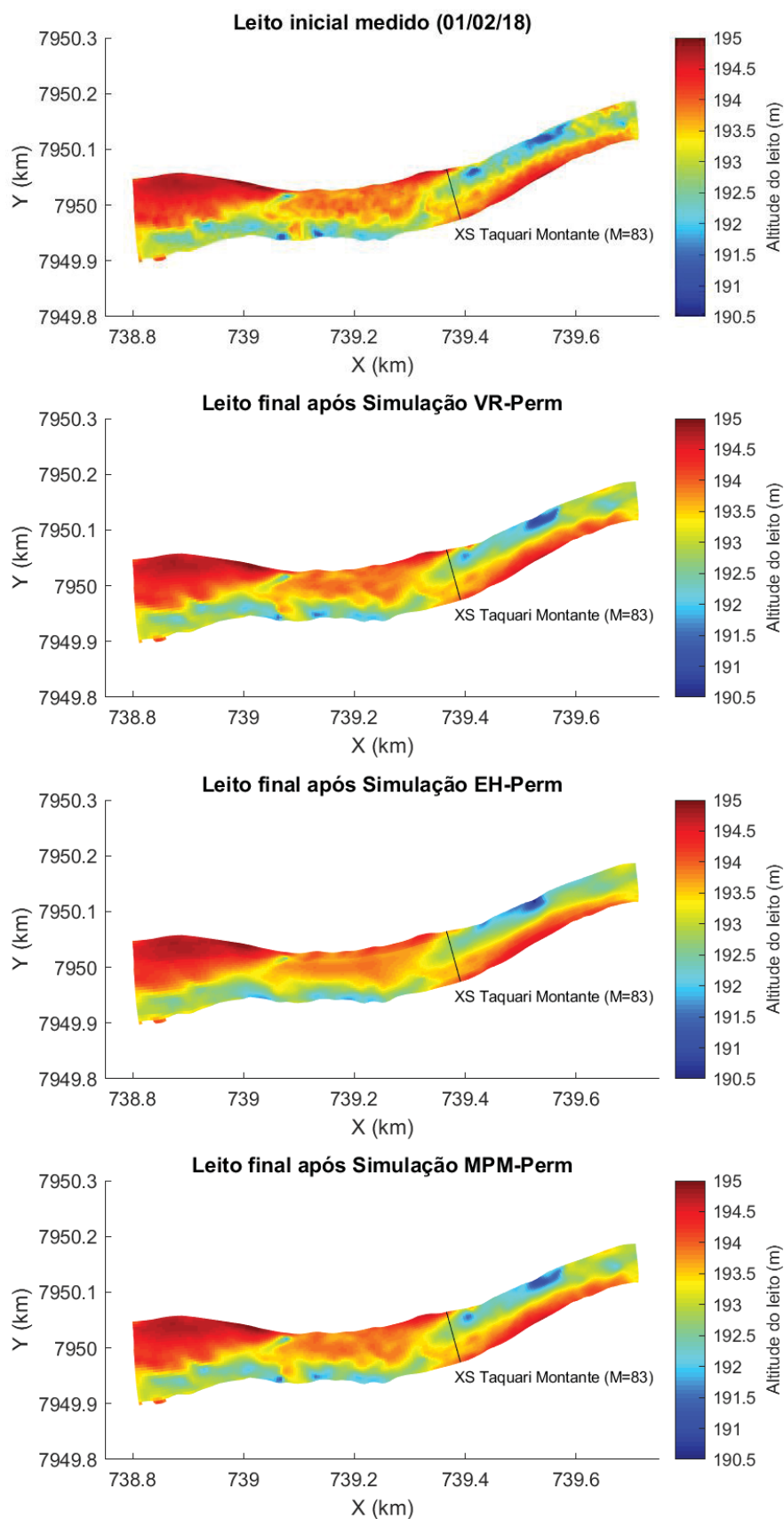


Figura 80 – Simulações com Trachytopes: altitudes do leito após alterações morfológicas decorrentes das simulações em regime permanente com duração de 24 horas.

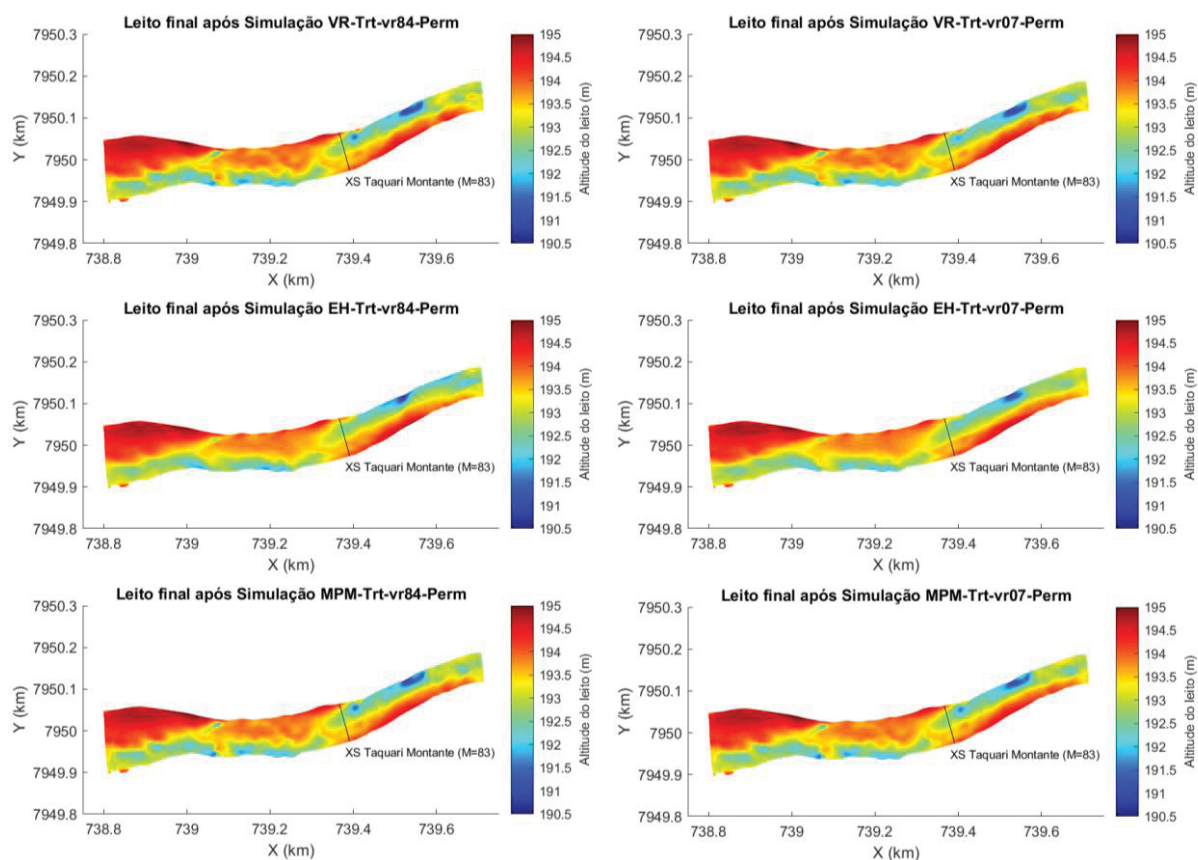


Figura 81 – Medição e Simulações com equações de VR, EH e MPM (sem Trachytopes): alturas de erosão/deposição após 24 horas.

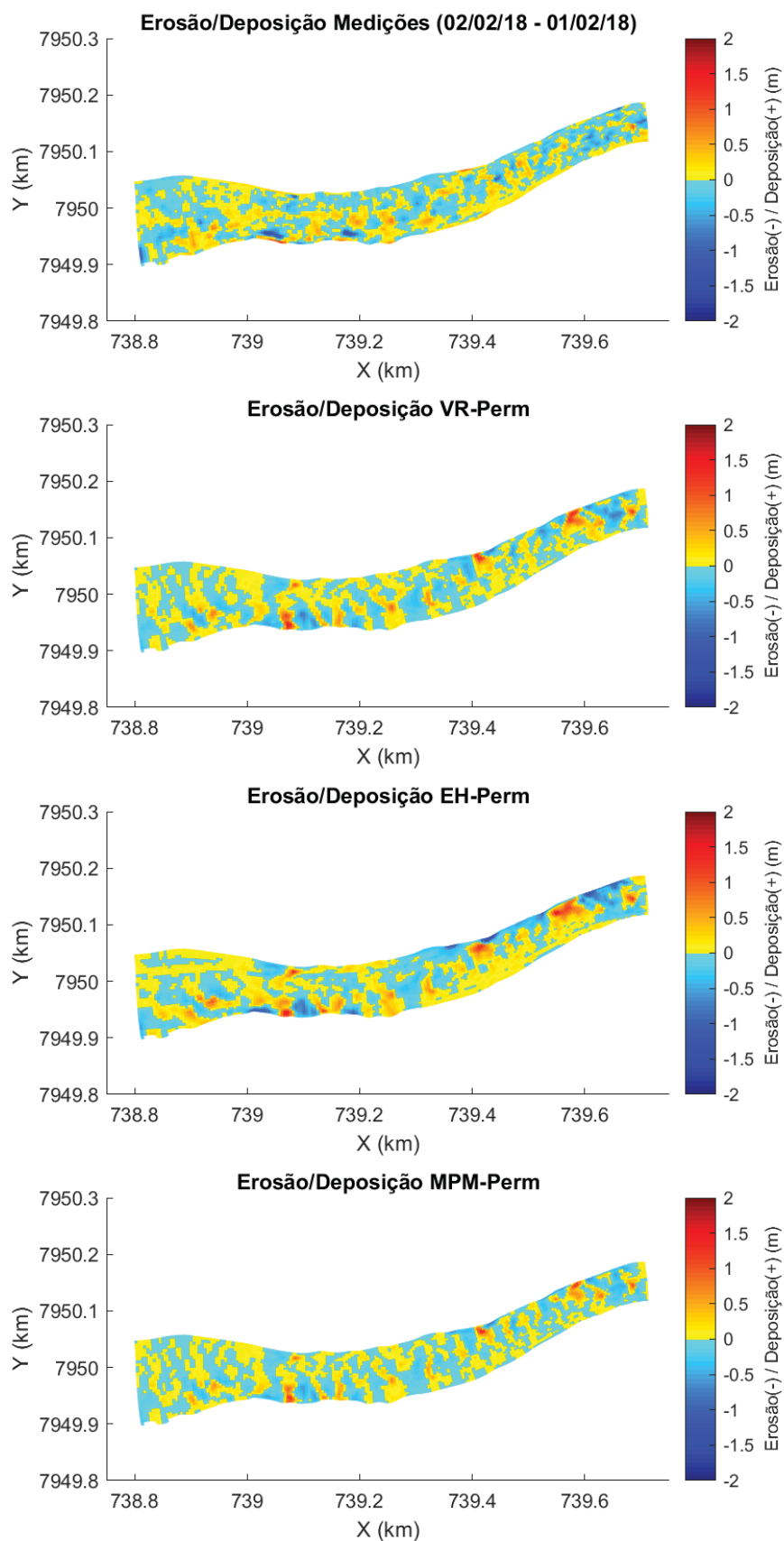




Figura 82 – Simulações com Trachytopes: alturas de erosão/deposição após 24 horas.

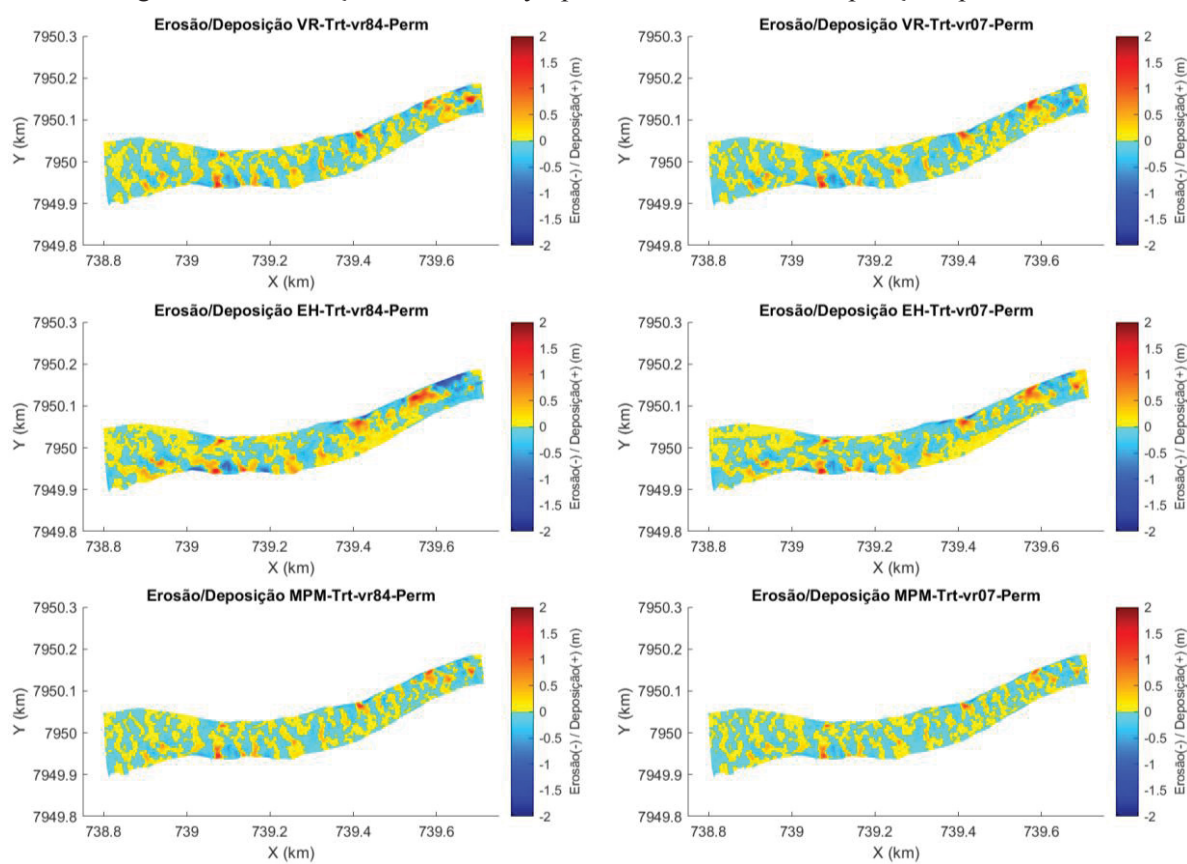


Figura 83 – Perfil longitudinal do leito (centro do rio) após simulações (24 hrs). A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.

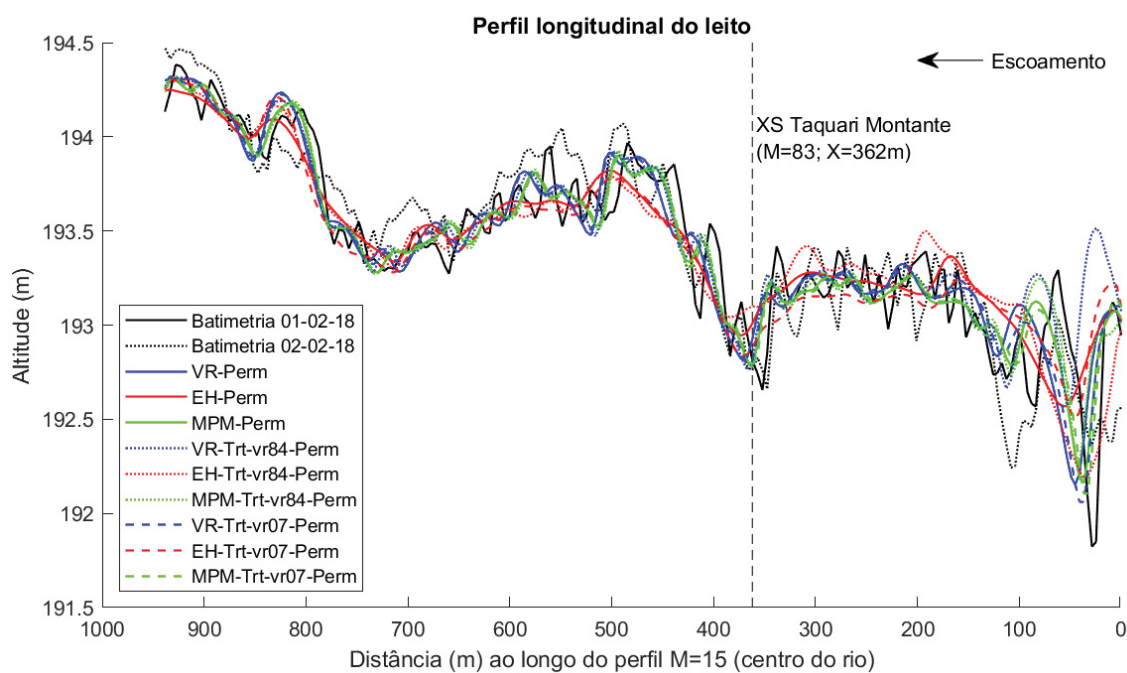


Figura 84 – Perfil longitudinal do leito (centro do rio) após simulações (24 hrs) – intervalo  $300\text{m} < x < 600\text{m}$ . A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.

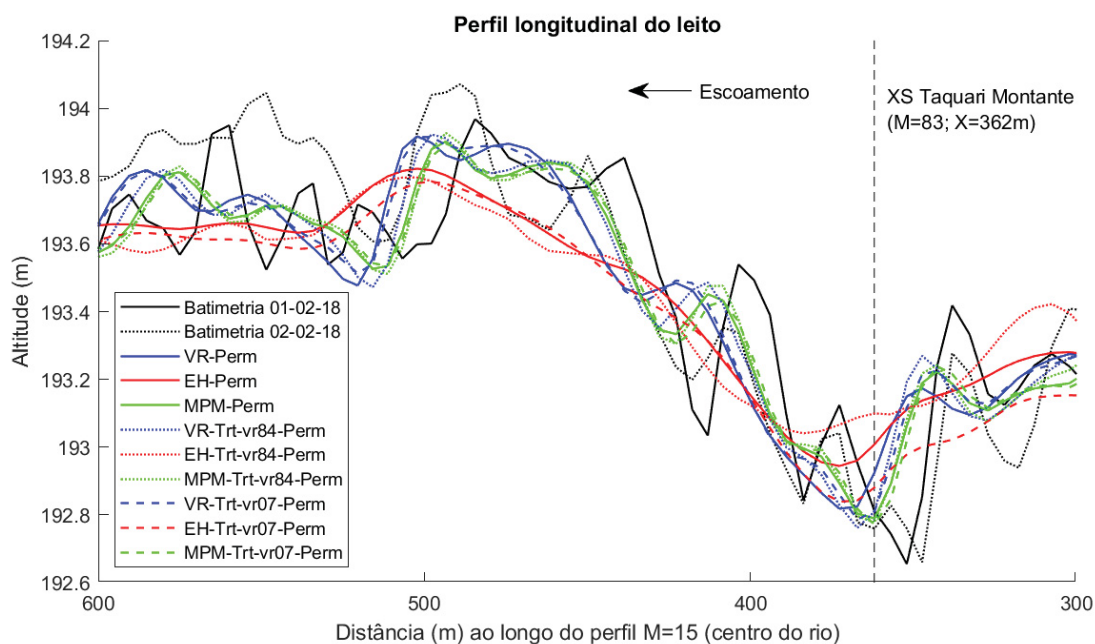
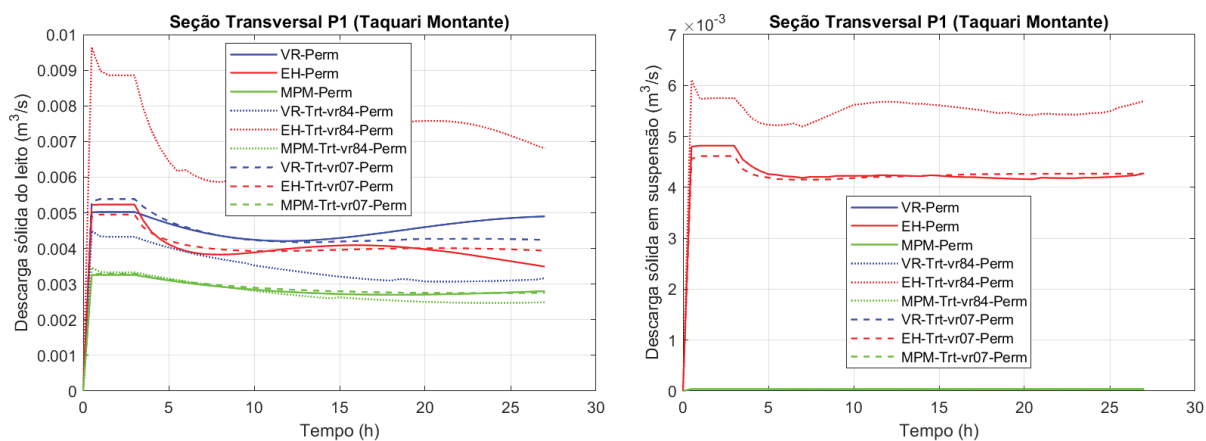


Figura 85 – Variação temporal das descargas sólidas do leito e em suspensão na seção transversal P1 (Taquari Montante) durante as simulações hidromorfológicas em regime permanente.

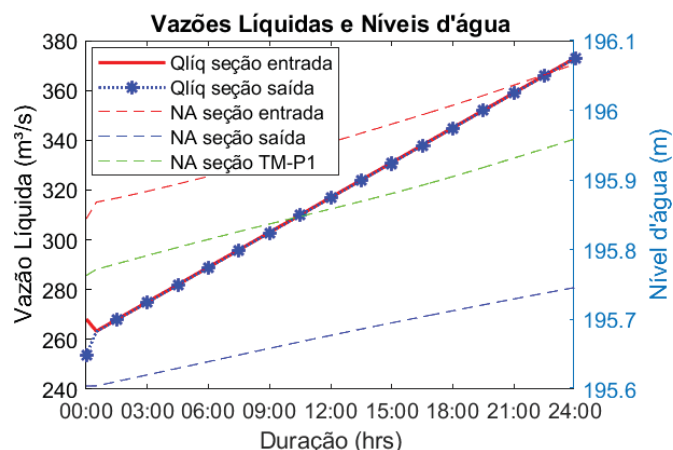


### 5.6.3 Validação Hidromorfológica (não-permanente)

Todos os modelos utilizados durante a fase de calibração (resumidos na Tabela 13) foram também aplicados para validação. As principais alterações nos arquivos das calibrações (regime permanente) para as validações (regime não-permanente) foram as condições de contorno: vazão de entrada (261 a 373  $\text{m}^3/\text{s}$ ) e nível d'água a jusante (195,6 a 195,74 m). Além disso, na validação não houve aquecimento do modelo ( $\text{MorStt}=0$ ), pois se utilizou como condição inicial o arquivo *rst* (*restart file*) com os resultados das calibrações já estabilizados

(níveis de água, velocidades do escoamento, descargas sólidas). A Figura 86 ilustra a variação temporal das vazões e níveis d'água nas condições de contorno do modelo e na seção transversal P1 durante as simulações não-permanentes.

Figura 86 – Variação temporal das vazões (Qlíq) e níveis d'água (NA) nas seções de entrada e de saída do domínio durante as simulações não-permanentes.



Os resultados de altitudes do leito após alterações morfológicas com duração de 24 horas de todas as simulações foram bastante próximos ao MDTs da medição de 02/02/18 (Figura 87). Ao analisar as alturas de erosão/deposição (Figura 88), entretanto, nota-se que as simulações com EH apresentaram uma tendência de suavização do leito, surgindo áreas mais homogêneas com agrupamento de pontos que sofreram o mesmo tipo de processo (redução ou aumento da profundidade). As simulações com VR e MPM, por outro lado, apresentaram resultados visualmente mais condizentes com as medições, representando mais adequadamente a intercalação entre locais que sofreram erosão e deposição. O monitoramento de um perfil longitudinal do leito no centro do rio (Figura 90) corrobora essa informação, ao mostrar que as simulações com EH tenderam a suavizar as dunas, enquanto os resultados com VR e MPM mantiveram a geometria das formas de fundo e representaram melhor o deslocamento das dunas.

A Figura 89 apresenta a distribuição das alturas de erosão/deposição após 24 horas para as medições e as simulações. Em média, 92% dos pontos do domínio apresentaram variação entre  $\pm 50$  cm; e 74% apresentaram variação entre  $\pm 25$  cm. A distribuição das variações morfológicas foi bastante simétrica, com 49% dos pontos sofrendo erosão e 51% deposição. Comparativamente às medições, os resultados com MPM foram estatisticamente melhores, não havendo muita diferença no uso de Trachytopes para essa equação de transporte.

Figura 87 – Altitudes do leito após alterações morfológicas decorrentes das simulações em regime não-permanente com duração de 24 horas (01/02/18 a 02/02/18).

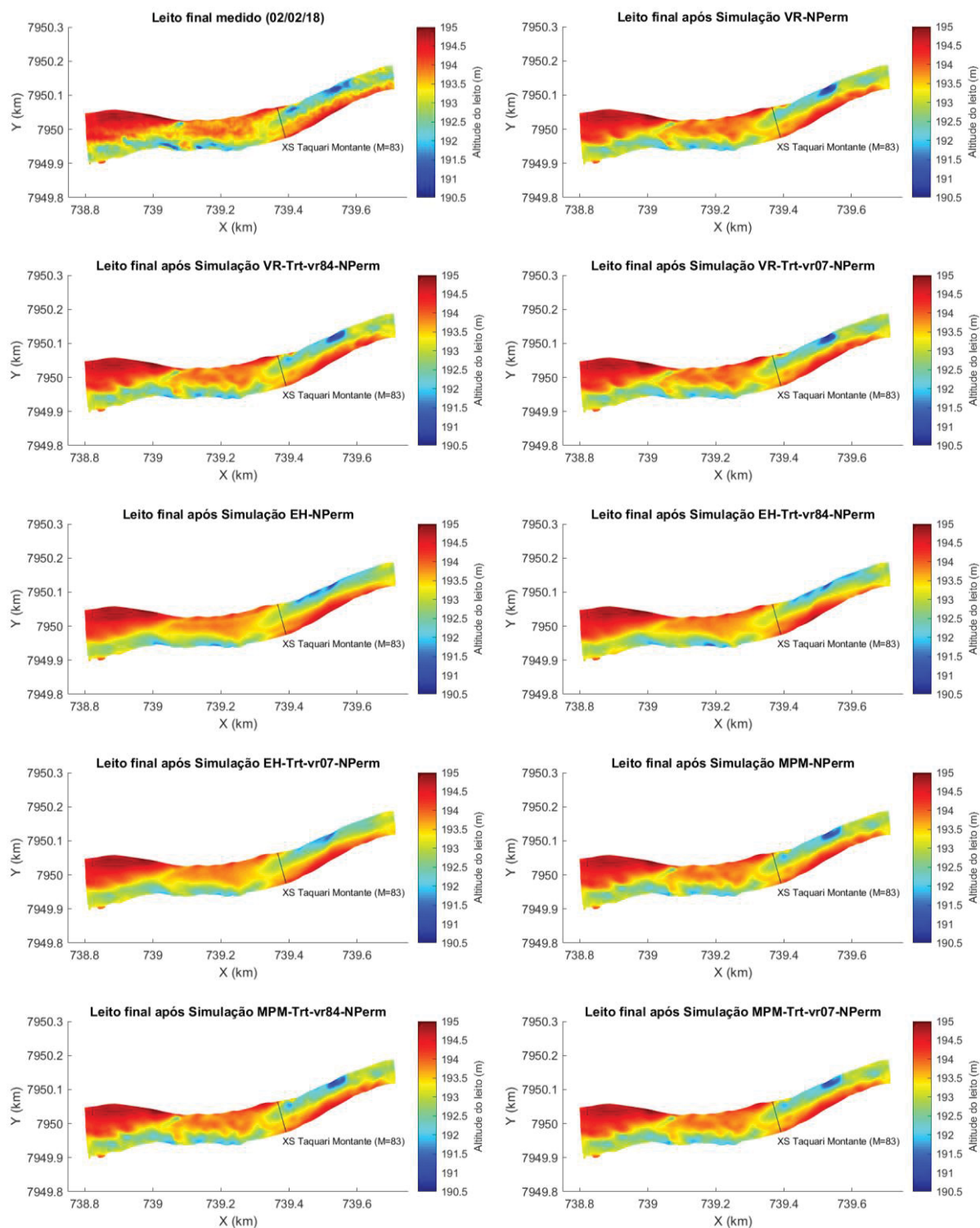


Figura 88 – Medição e simulações em regime não-permanente: alturas de erosão/deposição após 24 horas (01/02/18 a 02/02/18).

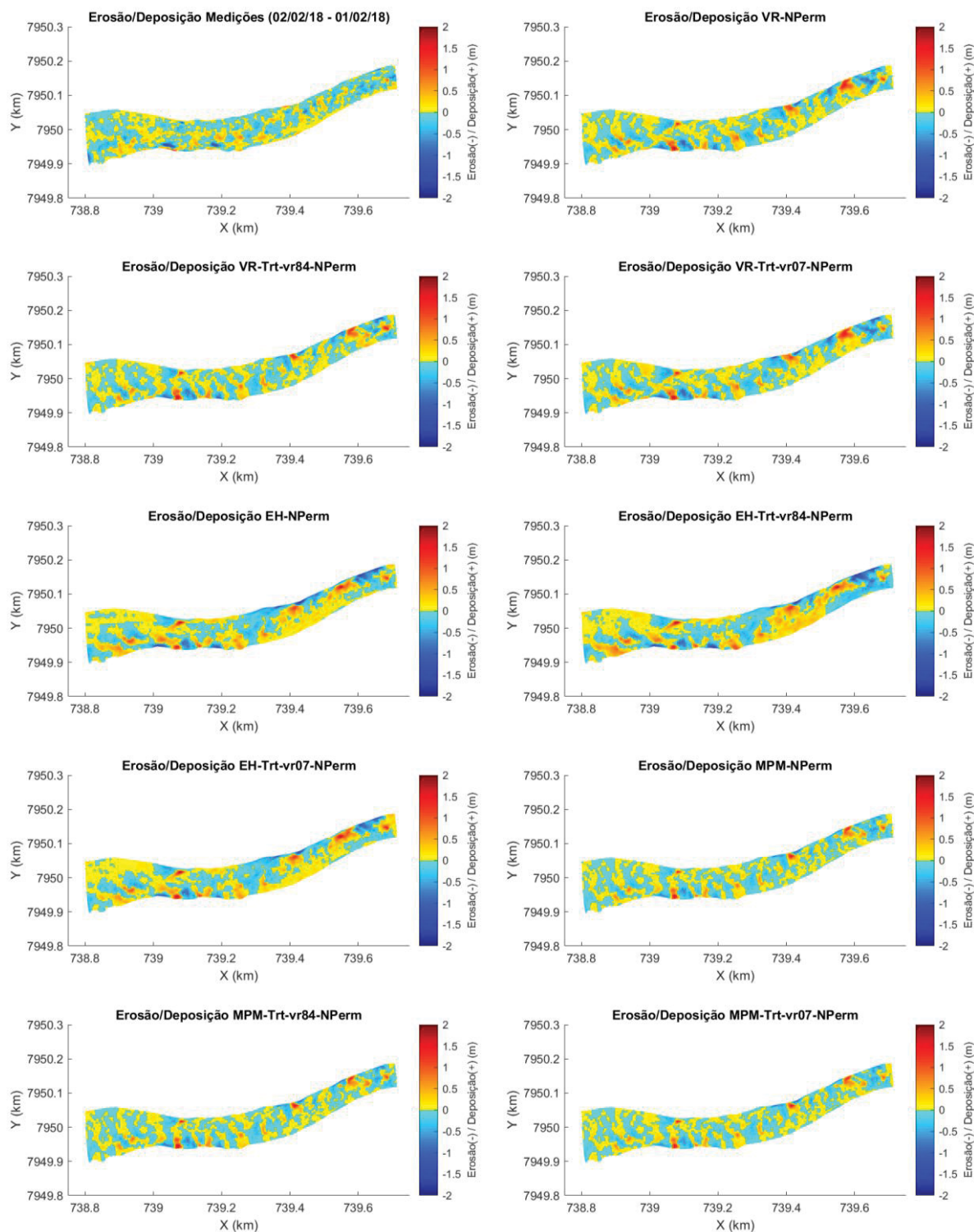
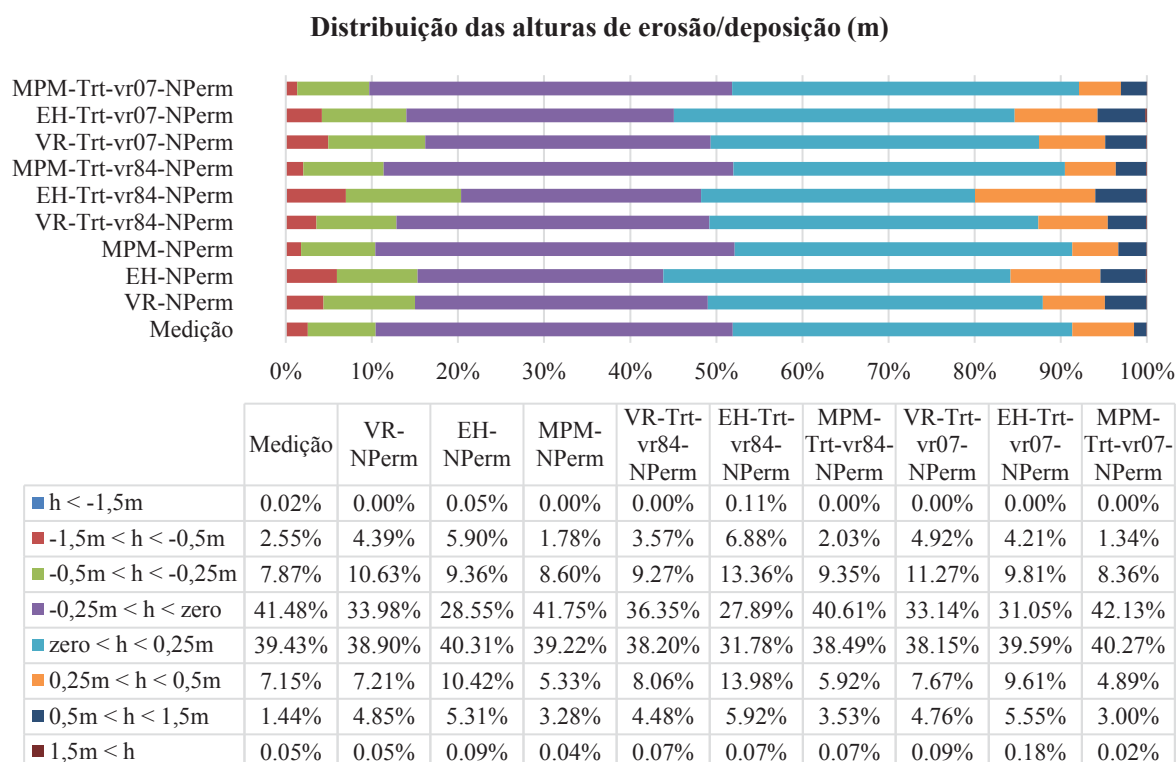




Figura 89 – Distribuição das alturas de erosão/deposição (m) após 24 horas de alterações morfológicas (01/02/18 a 02/02/18) (h = leito final – leito inicial).



A Figura 91 ilustra a variação temporal da morfologia do leito através do deslocamento longitudinal das dunas. São apresentados perfis sequenciais, em diferentes instantes de tempo, localizados no centro do rio e compreendendo o trecho onde se localiza a seção transversal P1, onde foram realizadas medições de vazão e descarga sólida. Observa-se que nas simulações com VR e MPM o modelo representou melhor o deslocamento das dunas (sem alteração drástica das suas características geométricas), enquanto nas simulações com EH houve tendência de atenuação das formas de fundo.

Ao analisar a diferença entre as superfícies do leito ao término das simulações e o MDTS gerado pelas medições de 02/02/18 (Figura 92 e Figura 93), observa-se que em média 70% dos pontos do domínio apresentaram diferença inferior a  $\pm 25$  cm. Se o intervalo for ampliado para  $\pm 50$  cm, a quantidade de pontos passa a ser 90%. Se consideradas as imprecisões associadas às medições batimétricas e às interpolações dos dados na grade do modelo, pode-se concluir que os resultados das simulações foram bastante satisfatórios.



Figura 90 – Perfil longitudinal do leito N=15 (centro do rio) após simulações (24 hrs) – acima: perfil completo; abaixo: zoom no intervalo  $300\text{m} < x < 600\text{m}$ . A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.

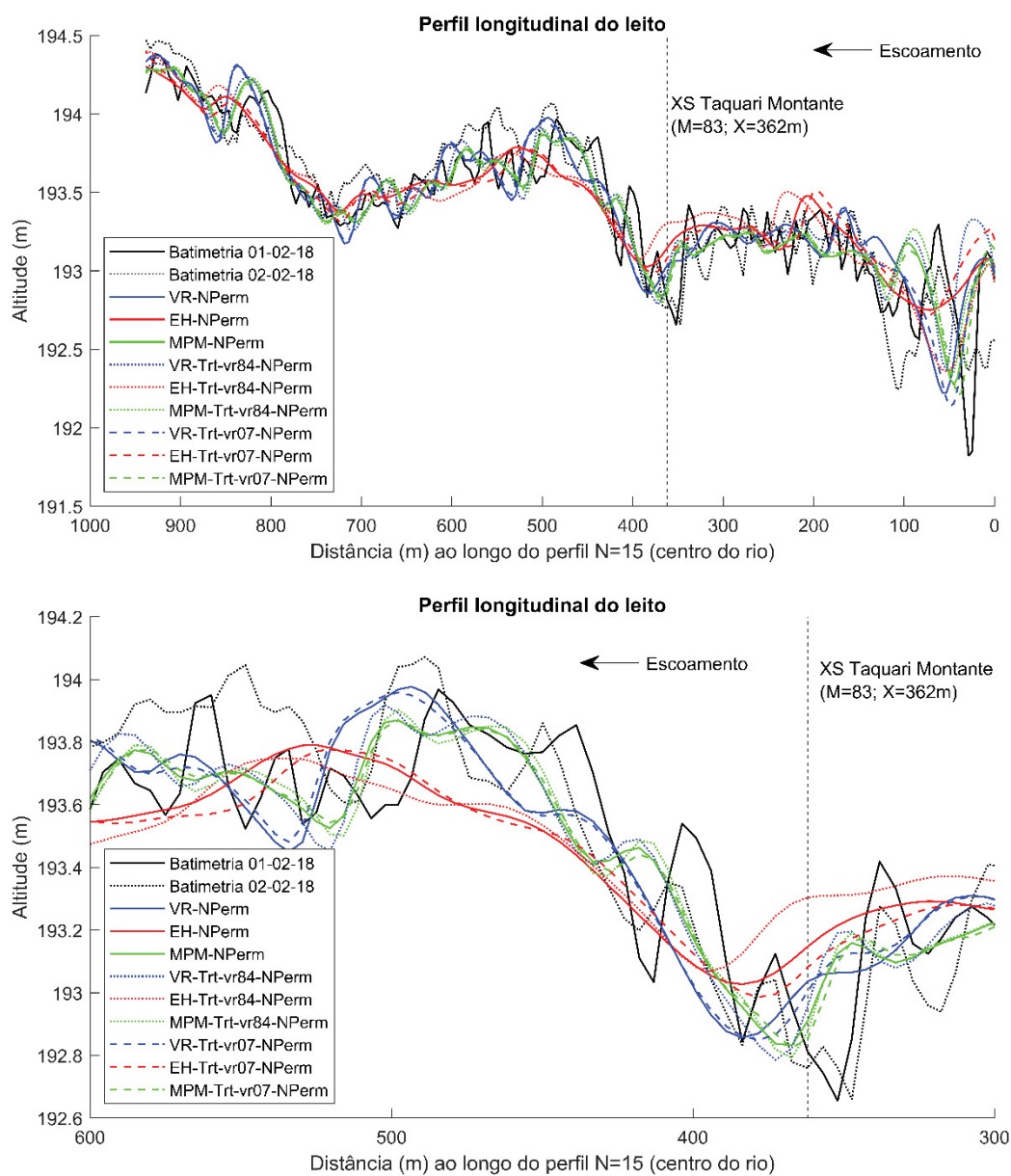


Figura 91 – Variação temporal morfológica (deslocamento de dunas) ao longo de perfil longitudinal do leito N=15 (centro do rio). Resultados de 3 simulações: A) VR-Trt-vr07-NPerm; B) EH-Trt-vr84-NPerm; C) MPM-Trt-vr07-NPerm. A linha vertical tracejada indica a posição da seção transversal P1.

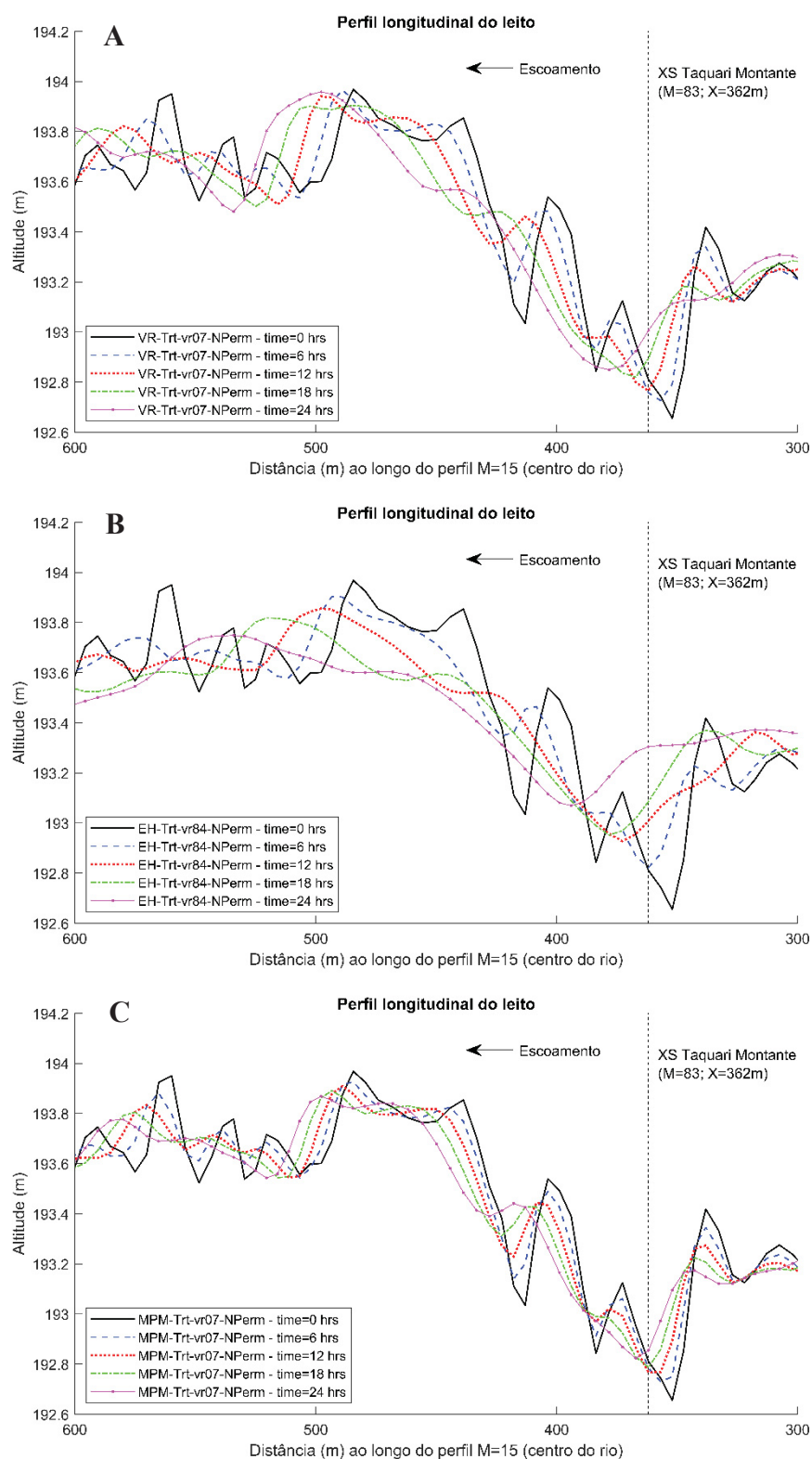


Figura 92 – Diferença entre a superfície final do fundo resultante das simulações e a batimetria realizada em 02/02/18.

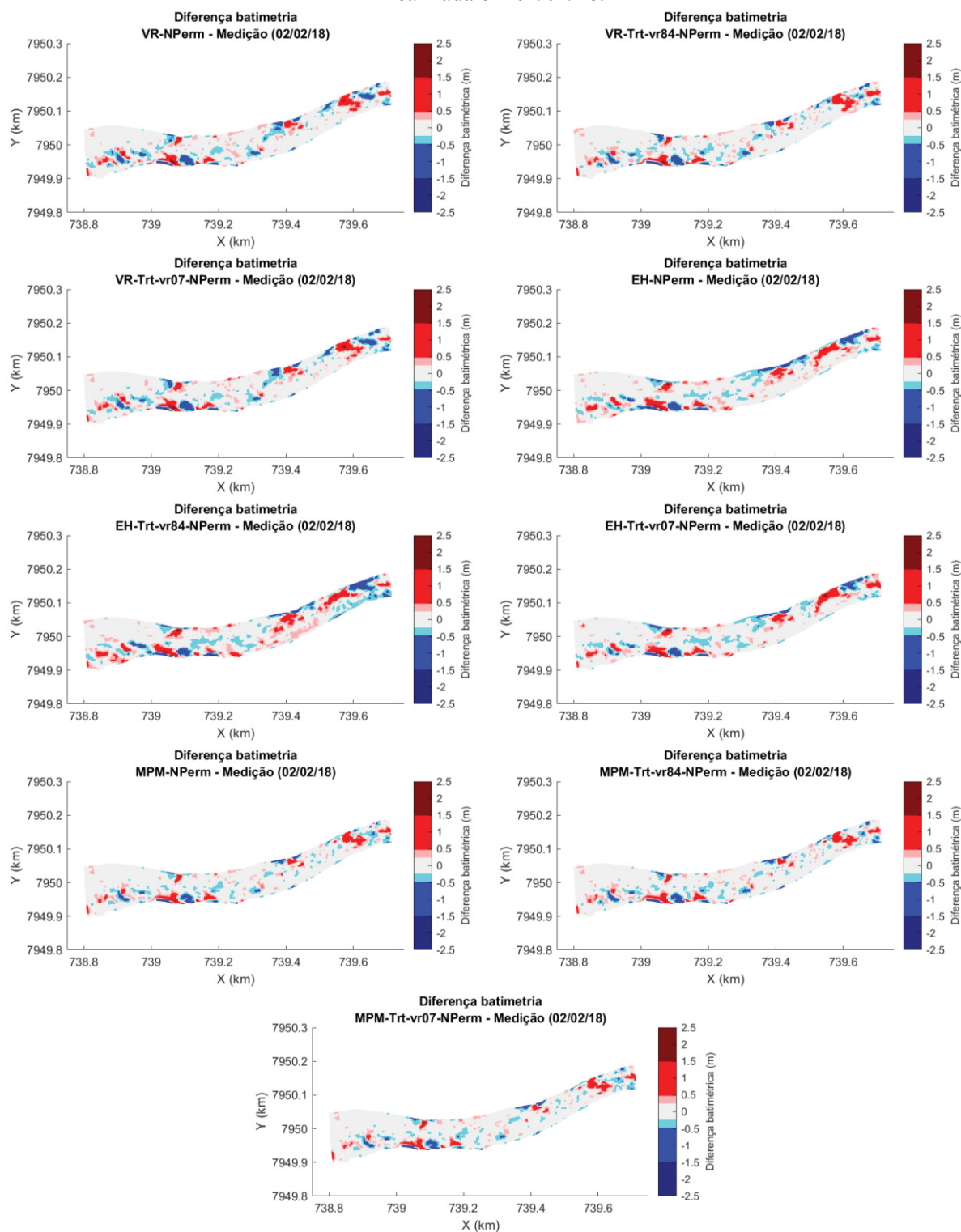
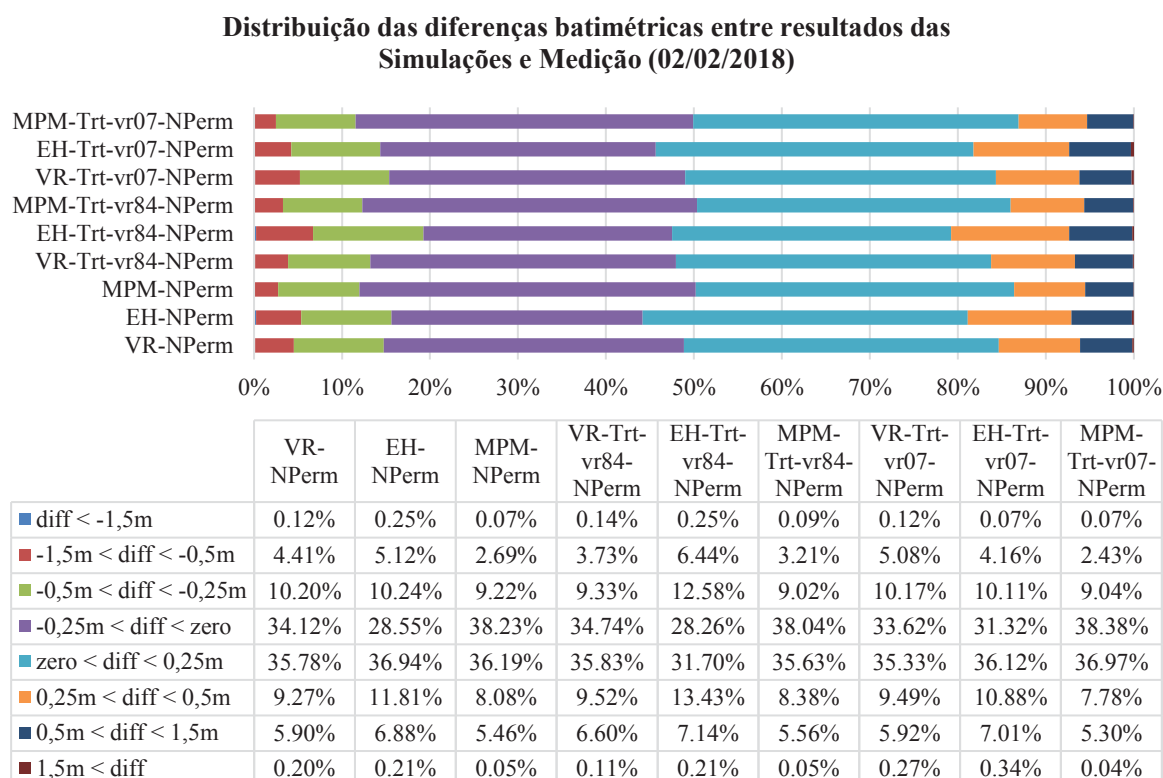


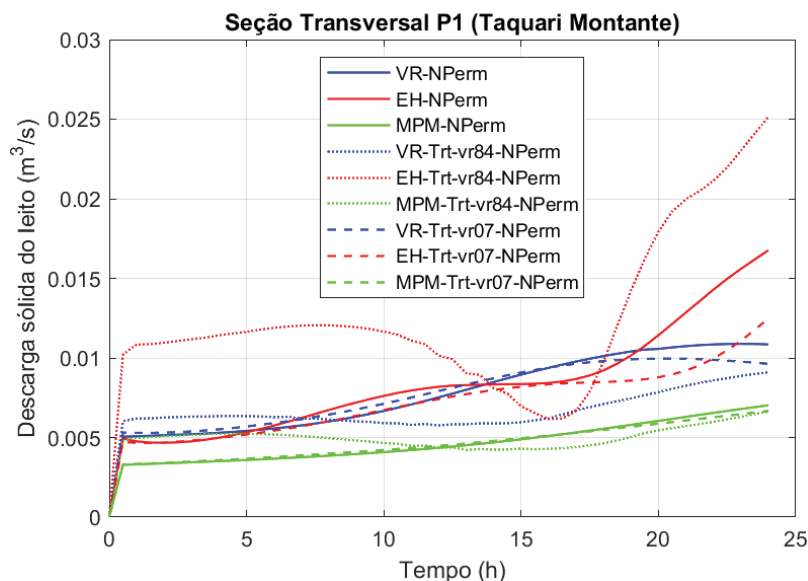
Figura 93 – Distribuição dos valores das diferenças entre a superfície final do fundo resultante das simulações e a batimetria realizada em 02/02/18 (diff = simulação – medição).



Ao analisar a variação temporal da descarga sólida do leito na seção transversal P1 (Figura 94), observa-se que os resultados das simulações com MPM foram mais coerentes com os valores medidos e estimados por outros métodos ( $3,1E-03 \text{ m}^3/\text{s}$  em 01/02/18 e  $5,2E-03 \text{ m}^3/\text{s}$  em 02/02/18), ainda que a equação de VR também tenha apresentado resultados condizentes, embora um pouco superiores. As simulações com EH tenderam a superestimar a descarga sólida do leito, com destaque para a simulação EH-Trt-vr84-NPerm, cuja descarga sólida na seção P1 ao final das 24 horas foi de  $2,5E-02 \text{ m}^3/\text{s}$  (valor quase 5 vezes maior que o estimado para 02/02/2020).

Observando ainda os gráficos de descarga sólida do leito em P1 (Figura 94), destaca-se o comportamento oscilatório da simulação EH-Trt-vr84-NPerm. Uma possível explicação para esse comportamento é que, durante o período de simulação, a seção transversal foi progressivamente sendo ocupada por regiões das dunas com características e taxas de transporte distintas (face de montante, vale e face de jusante das dunas), o que pode ser confirmado pela variação temporal do perfil morfológico longitudinal da Figura 91. Nas simulações com VR e MPM, este efeito foi muito inferior, pois as menores taxas de transporte dessas simulações não foram capazes de modificar com a mesma intensidade a morfologia do leito.

Figura 94 – Variação temporal da descarga sólida do leito na seção transversal P1 (Taquari Montante) durante as simulações hidromorfológicas em regime não-permanente (01/02/18 a 02/02/18).



Em relação aos resultados de velocidades do escoamento integradas na vertical (Figura 95, Figura 96 e Tabela 14), todas as simulações representaram bem as características gerais dos campos de velocidades medidos com ADCP em 02/02/18, embora as simulações sem Trachytopes tenham sido estatisticamente superiores ( $R^2_{VR}=0,55$ ;  $R^2_{EH}=0,54$ ;  $R^2_{MPM}=0,58$ ). No entanto, nota-se pela Figura 96 que em geral as simulações reproduziram velocidades mais altas do que as medições.

Vale comentar que há razões para suspeitar que as velocidades medidas com ADCP (através do software *HydroSurveyor*) tenham sido subestimadas, principalmente nos locais onde há maior transporte de fundo. Isso é decorrente da limitação do *HydroSurveyor* no cálculo da velocidade da embarcação, a qual é estimada pelo *Bottom-Tracking* (BT) em vez do GPS. Assim, a presença de fundo móvel pode inserir um viés nas velocidades medidas (subestimando-as) e utilizadas para comparação com os resultados dos modelos. De qualquer forma, o erro médio (EM) das simulações foi da ordem de 0,3 m/s, não sendo considerado um fator que invalide os resultados e as previsões provenientes dos modelos.

Em conversa com o fabricante do *HydroSurveyor*, comentamos sobre esta limitação do software e sugerimos a incorporação de uma rotina (procedimento de correção) no código do programa que permita selecionar entre os modos BT e GPS para referenciar as medições de velocidade, de modo similar à opção já disponível no *RiverSurveyor* para medição de vazão em seções transversais.

Figura 95 – Resultados de velocidade do escoamento integrada na vertical: medição (02/02/18) e simulações não-permanentes.

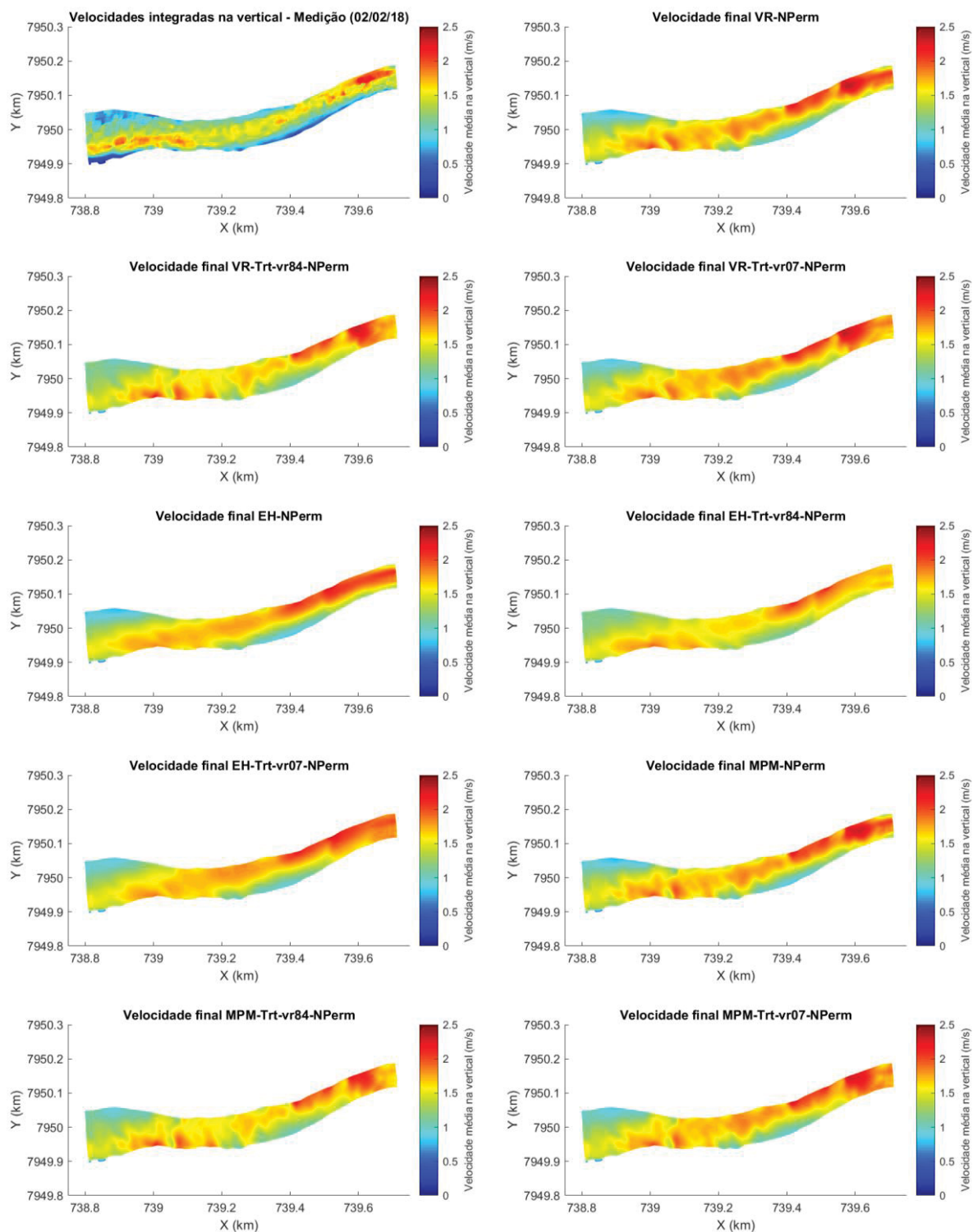




Figura 96 – Velocidade do escoamento integrada na vertical: diferença entre simulação e medição (02/02/18).

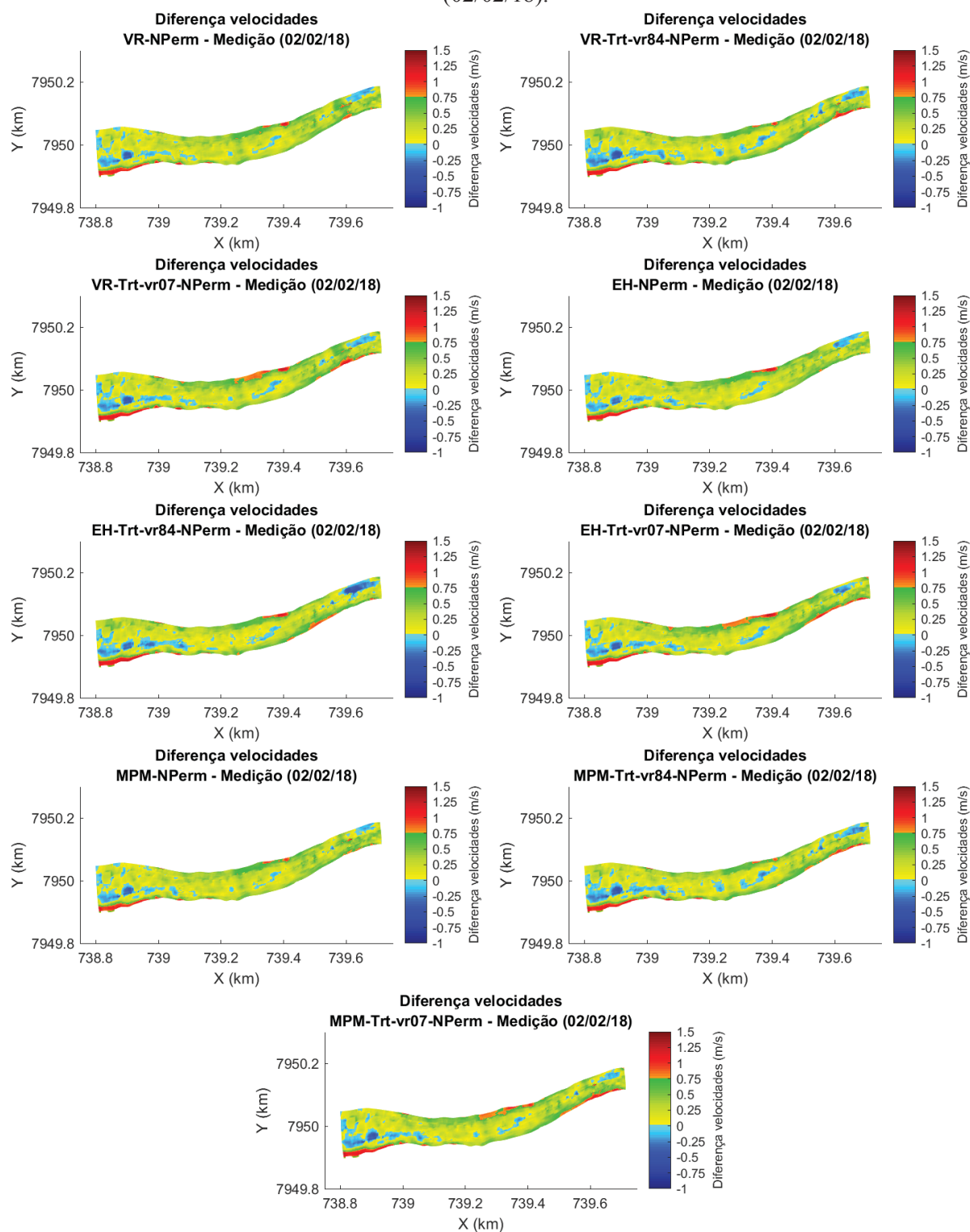


Tabela 14 – Estatísticas das velocidades integradas na vertical – comparação entre simulações hidromorfológicas não-permanentes e medição de 02/02/18.

Estatística	VR- NPerm	EH- NPerm	MPM- NPerm	VR- Trt- vr84- NPerm	EH- Trt- vr84- NPerm	MPM- Trt- vr84- NPerm	VR- Trt- vr07- NPerm	EH- Trt- vr07- NPerm	MPM- Trt- vr07- NPerm
R <sup>2</sup>	0,55	0,54	0,58	0,42	0,37	0,42	0,41	0,39	0,42
R	0,74	0,74	0,76	0,65	0,61	0,65	0,64	0,63	0,65
EQM (MSE) (m <sup>2</sup> /s <sup>2</sup> )	0,15	0,15	0,15	0,16	0,15	0,15	0,18	0,19	0,18
EM (m/s)	0,30	0,29	0,30	0,28	0,26	0,27	0,32	0,33	0,32
EMA (m/s)	0,32	0,31	0,32	0,31	0,31	0,31	0,34	0,35	0,35
RMSE (m/s)	0,39	0,38	0,38	0,40	0,39	0,39	0,43	0,44	0,43
DPE (m/s)	0,25	0,25	0,24	0,28	0,29	0,28	0,29	0,29	0,28
Máx velocidade (m/s)	2,34	2,26	2,31	2,31	2,15	2,18	2,32	2,34	2,29
Máx diferença (m/s)*	1,67	1,53	1,71	1,78	1,62	1,79	1,63	1,55	1,71
Mín diferença (m/s)*	-0,57	-0,48	-0,55	-0,62	-0,56	-0,61	-0,60	-0,57	-0,59

\* A diferença é o valor absoluto da operação “calibração – medição”, portanto, valores positivos indicam velocidades do modelo maiores que das medições, e vice-versa.

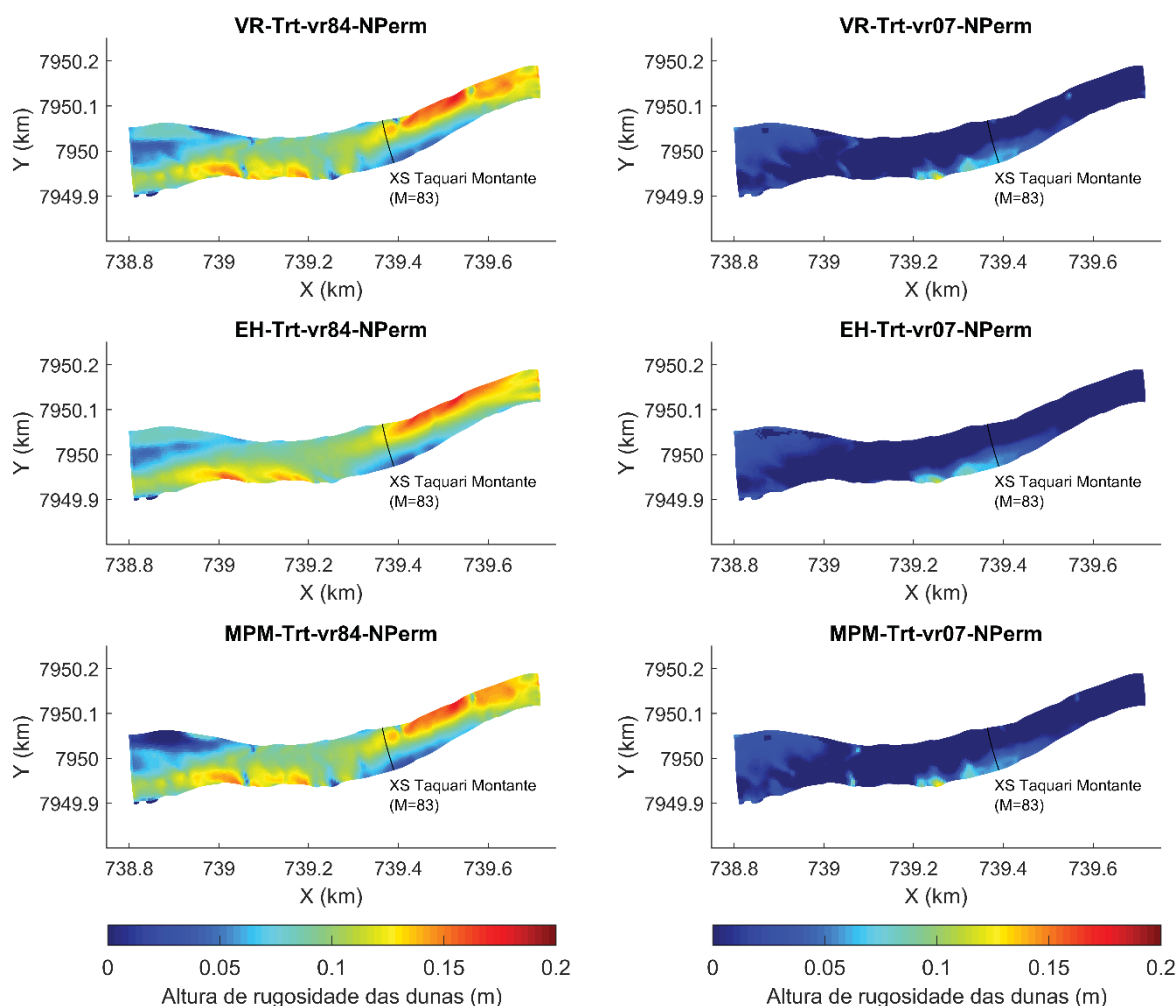
#### 5.6.4 Dunas

As alturas de rugosidade das rugas calculadas por vr84 resultaram em valores constantes no espaço e no tempo ( $\sim 1$  mm), equivalentes a  $3d_{90}$ . Embora os valores tenham sido 5 a 6 vezes inferiores aos resultados obtidos por vr07, a ordem de grandeza das alturas de rugosidade das rugas é muito pequena (1 mm a 6 mm) em comparação com as alturas de rugosidade das dunas ( $\sim 5$ -10 cm), exercendo portanto menor influência sobre o transporte de sedimentos. A formulação de vr84 não calcula alturas de rugosidade das mega-rugas, ao contrário de vr07 que empregou a equação (42) (pág. 50), com resultados da ordem de 2 cm.

Em relação às alturas de rugosidade das dunas (Figura 97), as simulações com vr07, em todas as equações de transporte (VR, EH ou MPM), apresentaram valores inferiores a 3 cm ao final das 24 horas. Já as simulações com vr84 apresentaram alturas finais entre 4 cm e 17 cm. Essa diferença é decorrente das formulações usadas em cada caso – equação (39) para vr84 e equação (40) para vr07.

Ao analisar a variação temporal das alturas de rugosidade das dunas ( $k_{s,d}$ ) resultantes das simulações com Trachytopes e equação de transporte de VR em regime não-permanente (Figura 98), observa-se que no caso com vr07, houve redução gradativa da altura de rugosidade no decorrer da simulação (de aproximadamente 6 cm para 1-2 cm). No caso com vr84, ocorreu o oposto, com aumento da intensidade da rugosidade e da sua homogeneidade ao longo de todo o domínio.

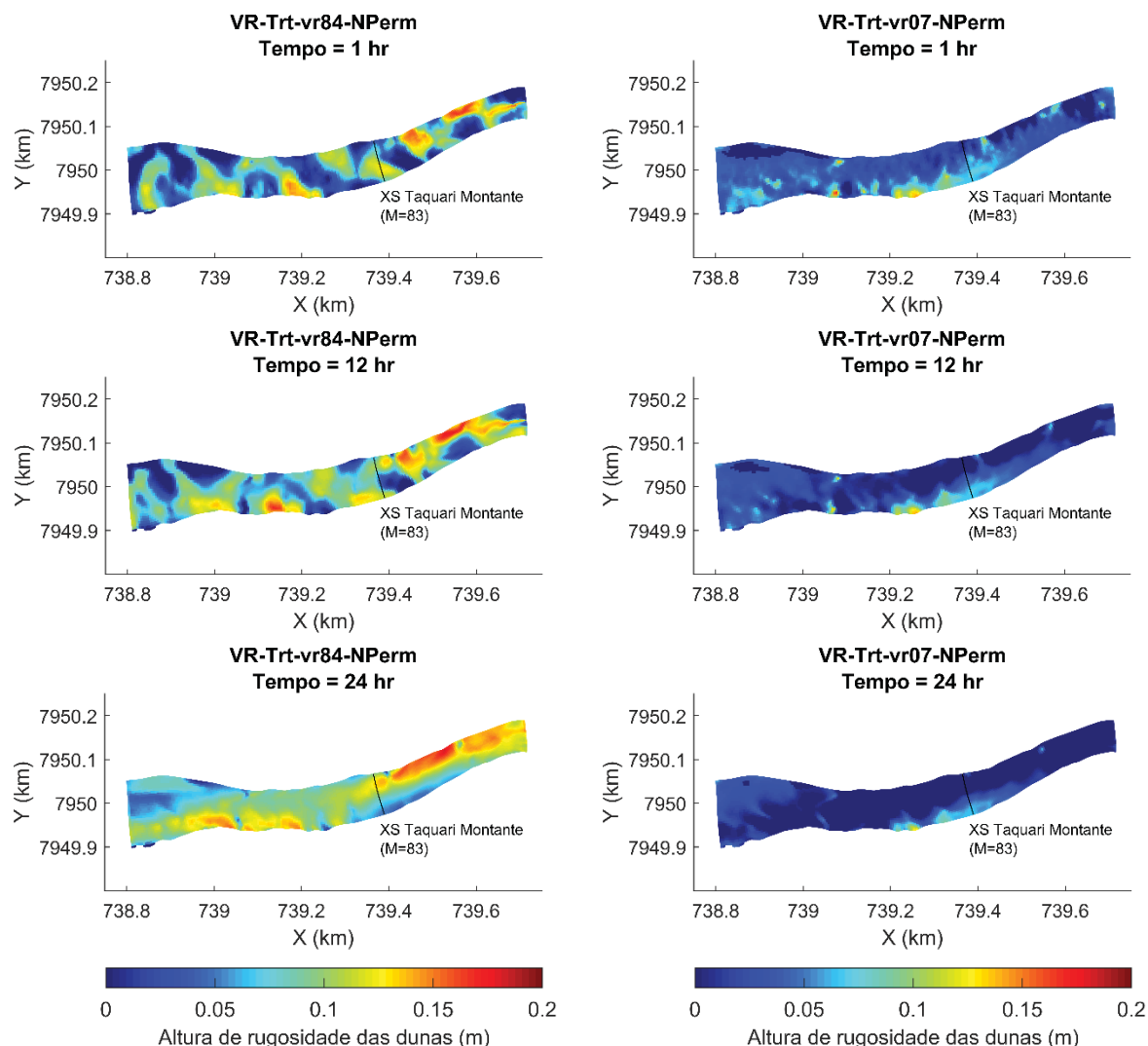
Figura 97 – Alturas de rugosidade das dunas ao final das simulações com Trachytopes em regime não-permanente.



O progressivo aumento da rugosidade era esperado e justificado pelo simultâneo incremento nas alturas das dunas (Figura 99), as quais são diretamente proporcionais a  $k_{s,d}$  na equação (39) da formulação de vr84. Por outro lado, não se encontrou justificativa para o comportamento inverso (de redução) correspondente à vr07. Recomenda-se a investigação deste assunto em trabalhos futuros.

As alturas de rugosidade combinada ( $k$ ), definidas pelo Trachytope 105 do Delft3D e calculadas pela equação (43), variaram no espaço e no tempo de maneira similar às alturas de rugosidade das dunas ( $k_{s,d}$ ), isto é, com gradativo aumento de valores para vr84 e redução para vr07. Esse comportamento é função da maior altura e, conseqüentemente, representatividade das dunas em comparação com rugas e mega-rugas. Os resultados ao final das simulações são apresentados na Figura 100.

Figura 98 – Variação temporal (t=1hr, t=12hrs, t=24hrs) das alturas de rugosidades das dunas. À esquerda: simulação VR-Trt-vr84-NPerm. À direita: simulação VR-Trt-vr07-NPerm.



A maior variação espacial das alturas de rugosidade nas simulações com vr84 indica um melhor desempenho dos Trachytopes com esta formulação, já que o objetivo dos Trachytopes é justamente simular uma resistência adicional ao escoamento causada pelas formas do leito. Os resultados com vr07 apresentaram muito pouca variação espacial, portanto não apresentando vantagem considerável em relação ao uso de um valor constante de Manning em todo o domínio (sem ativação dos Trachytopes). Utilizando a equação (46) (MARRIOTT; JAYARATNE, 2010), foi possível estimar os valores de Manning ( $n$ ) a partir das alturas de rugosidade combinada ( $k$ ). Os resultados no instante de tempo final das simulações são ilustrados na Figura 101.

$$n = 0,038 \cdot (k[m])^{1/6} \quad (46)$$

Figura 99 – Variação temporal (t=1hr, t=12hrs, t=24hrs) das alturas das dunas nas simulações com VR. Esquerda: simulação VR-NPerm. Centro: simulação VR-Trt-vr84-NPerm. Direita: simulação VR-Trt-vr07-NPerm.

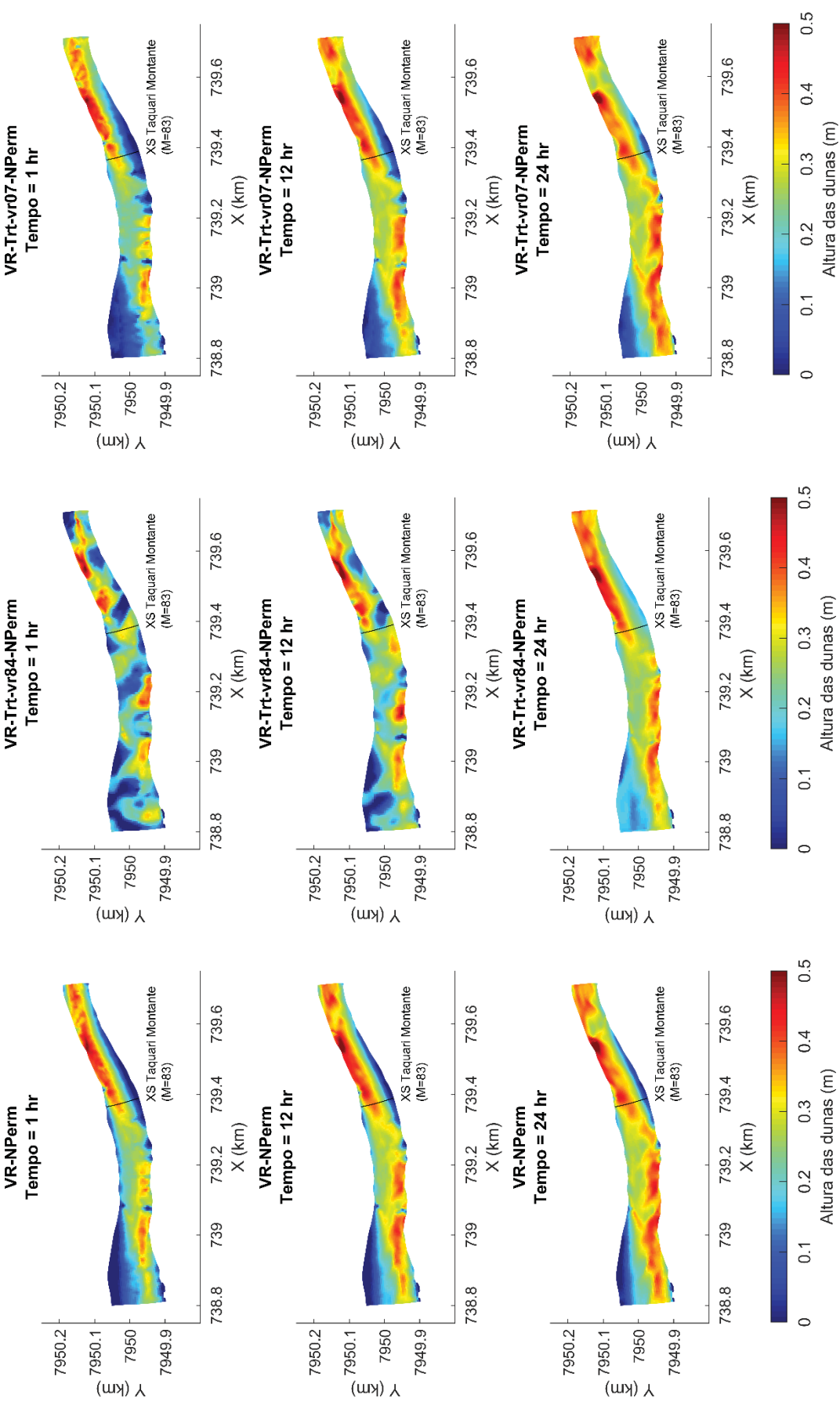
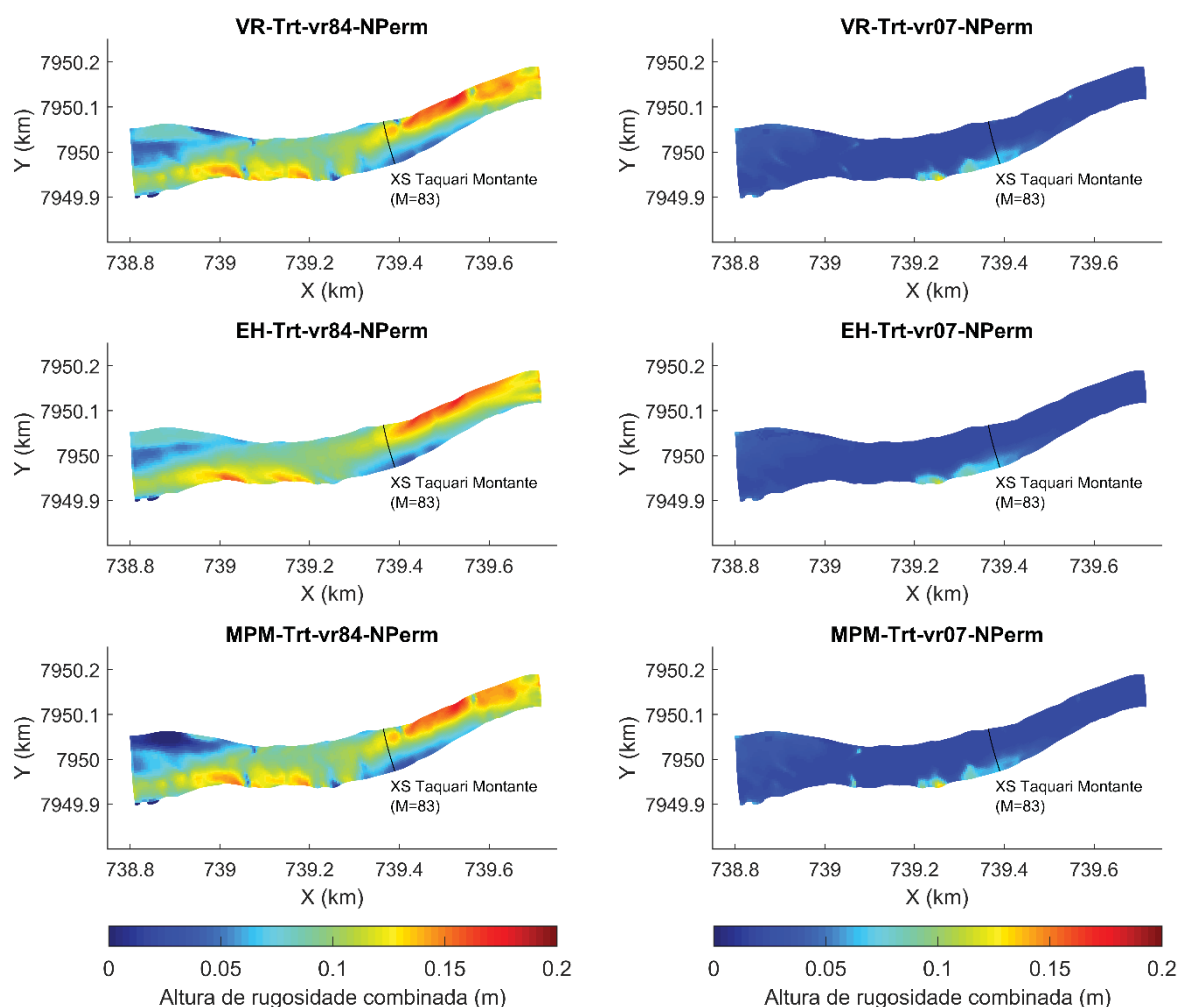


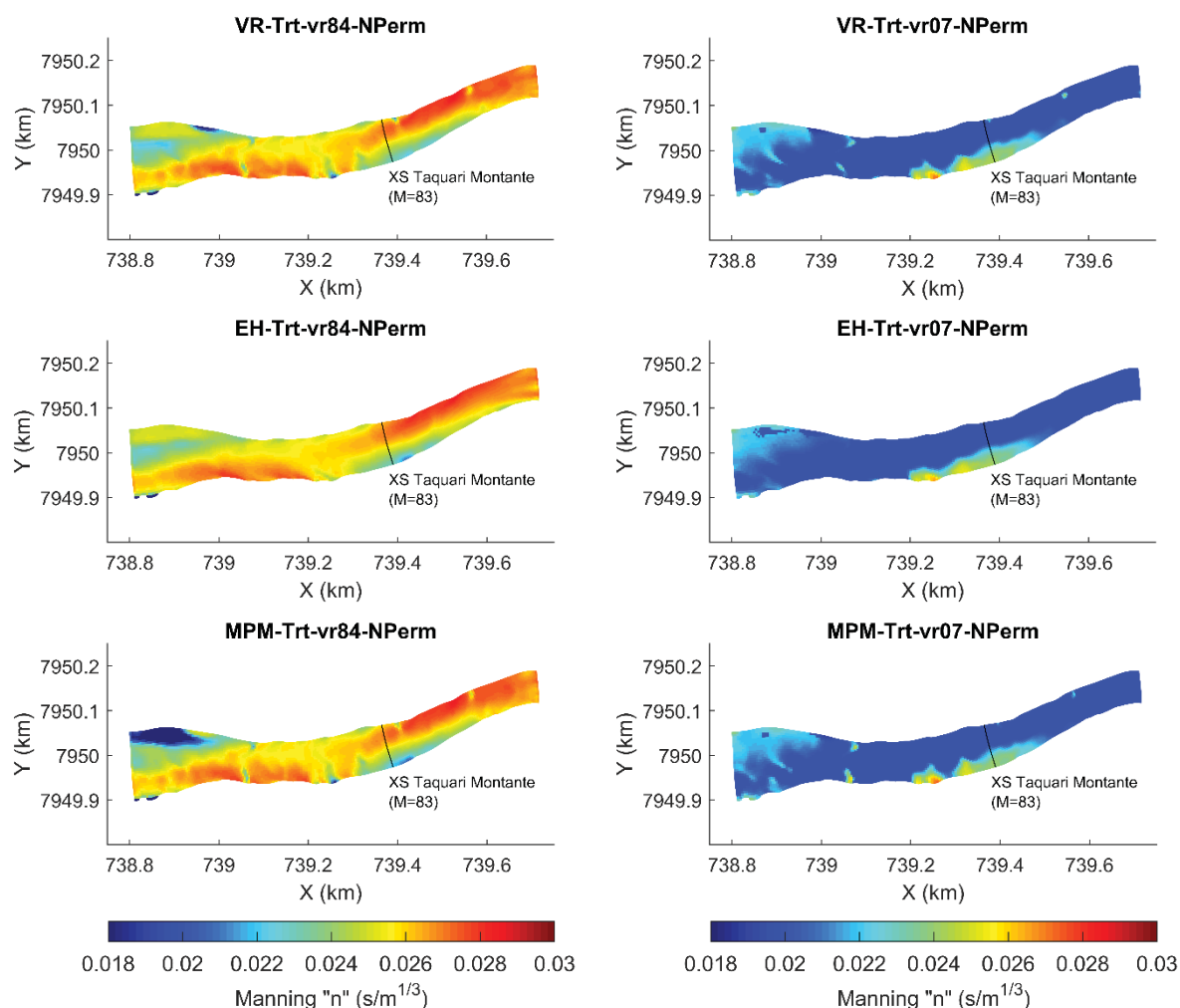
Figura 100 – Alturas de rugosidade combinada ao final das simulações com Trachytopes em regime não-permanente.



Observa-se (Figura 101) que no caso das simulações com vr07, há uma distribuição espacial razoavelmente uniforme dos valores de Manning ao longo de todo o domínio (em torno de 0,020), portanto inferior às calibrações 1 ( $n = 0,021$ ) e 2 ( $0,021 < n < 0,025$ ). Já nos resultados de vr84, a maior parte dos valores situam-se no intervalo  $0,024 < n < 0,028$ . Vale ressaltar que as maiores rugosidades encontram-se próximas ao talvegue do rio (e não nas margens), ao contrário do que foi assumido para a calibração 2 (Figura 60). Isso demonstra a forte influência da morfologia do leito sobre a rugosidade equivalente. Isso permite concluir que as baixas velocidades que normalmente ocorrem nas imediações das margens são muito mais influenciadas pelo raio hidráulico (ou profundidade do escoamento) do que propriamente pela rugosidade do leito.



Figura 101 – Distribuição espacial dos valores de Manning “n” ao final das simulações não-permanentes com Trachytopes.



Ao avaliar os resultados das alturas e comprimentos das dunas ao final das simulações (Figura 102 e Figura 103, respectivamente), observa-se que não há grande divergência entre os modelos, com diferentes equações de transporte e presença ou não de Trachytopes. As características geométricas das dunas foram estimadas utilizando as mesmas equações (vr84) e as diferenças entre os resultados das simulações são sutis e pontuais, sendo governadas pelas magnitudes das profundidades e das velocidades do escoamento em cada ponto do domínio.

Em geral as dunas apresentaram alturas entre 25 cm e 45 cm e comprimentos entre 15 m e 35 m. Esses resultados são condizentes com os obtidos através da metodologia de hierarquização das características geométricas do leito baseada no uso de filtros *spline* robustos e transformadas contínuas de *wavelets* (GUTIERREZ et al., 2013, 2018), cujos detalhes foram apresentados nas seções 2.3.2 e 5.5.

Figura 102 – Alturas das dunas ao final das simulações em regime não-permanente.

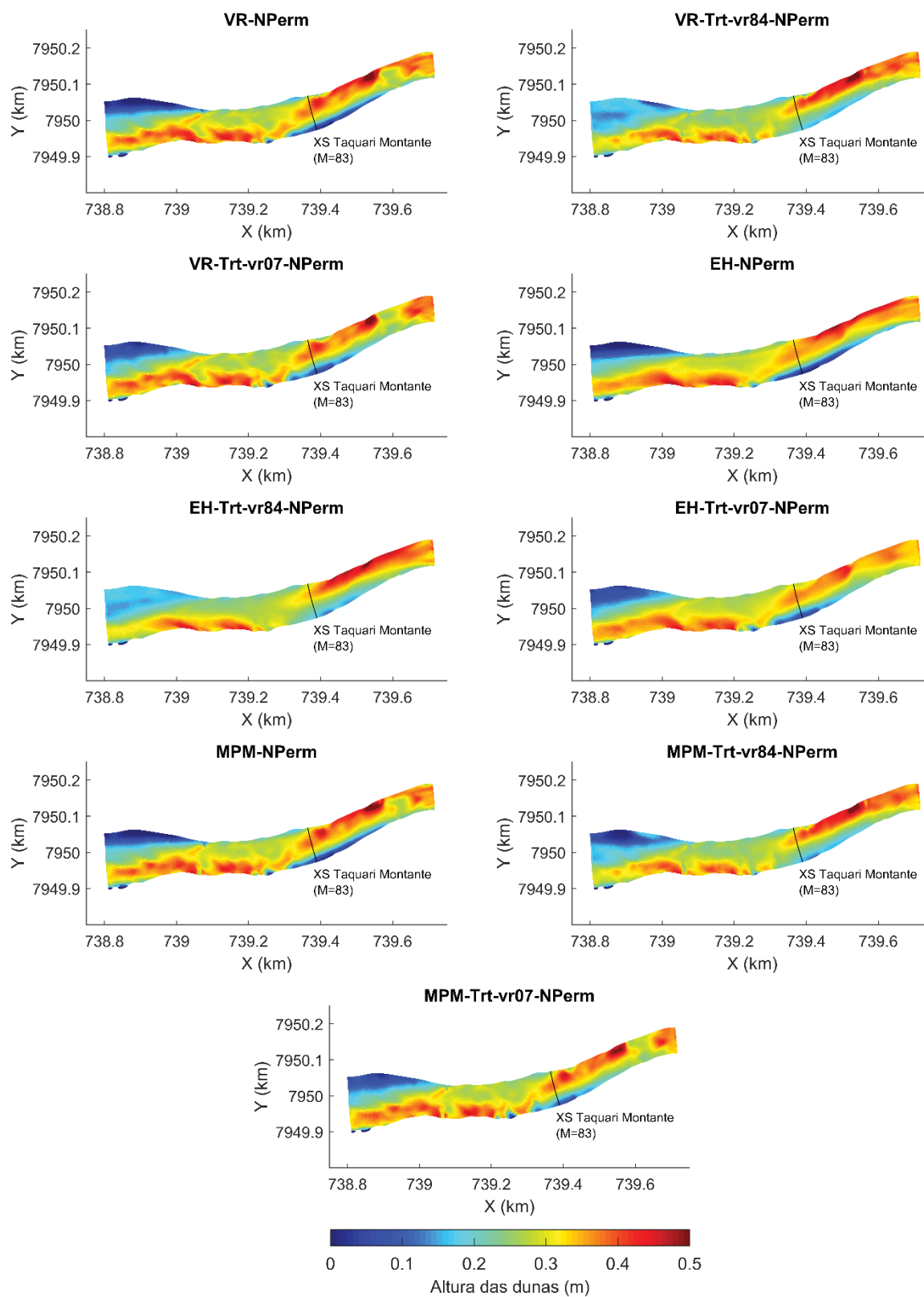
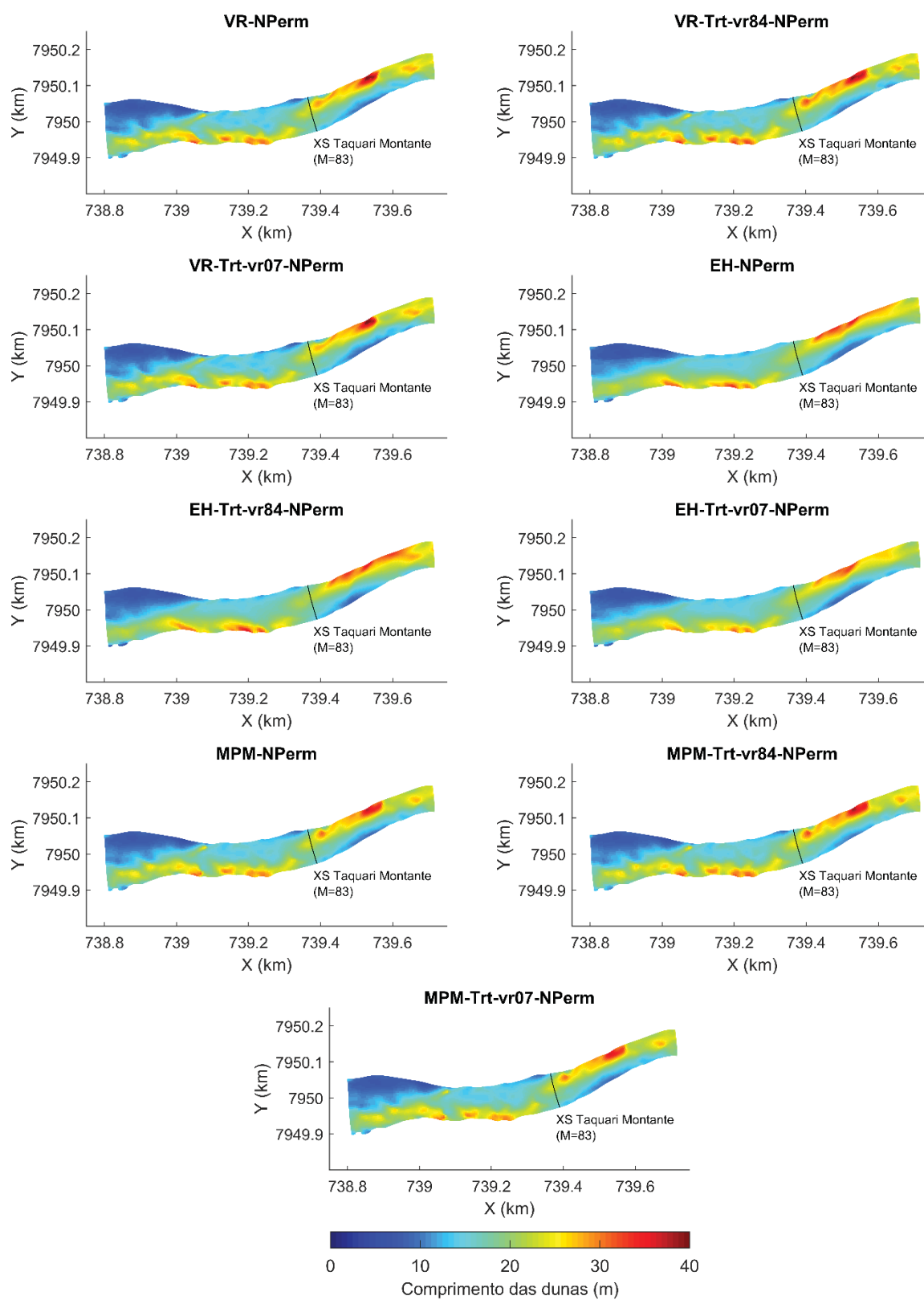


Figura 103 – Comprimentos das dunas ao final das simulações em regime não-permanente.



## 5.7 ANÁLISES ADICIONAIS

Uma das principais vantagens da utilização do ADCP em levantamentos fluviais é a obtenção de dados de velocidade do escoamento ao mesmo tempo em que são coletados dados batimétricos. Isso torna possível mapear o campo de velocidades e associá-lo com a morfologia do leito (Figura 104).

A Figura 105 ilustra as velocidades da água medidas com ADCP em 01/02/18 plotadas diretamente sobre o leito do rio em 3D. Aplicando zoom em uma região com dunas pode-se visualizar a aceleração do fluxo sobre a crista das dunas. Esse tipo de informação é obtido graças à sincronia na coleta de dados (profundidades e velocidades) propiciada pelo equipamento ADCP.

Figura 104 – Batimetria e velocidades do escoamento médias na vertical medidas com ADCP em 01/02/18 e 02/02/18.

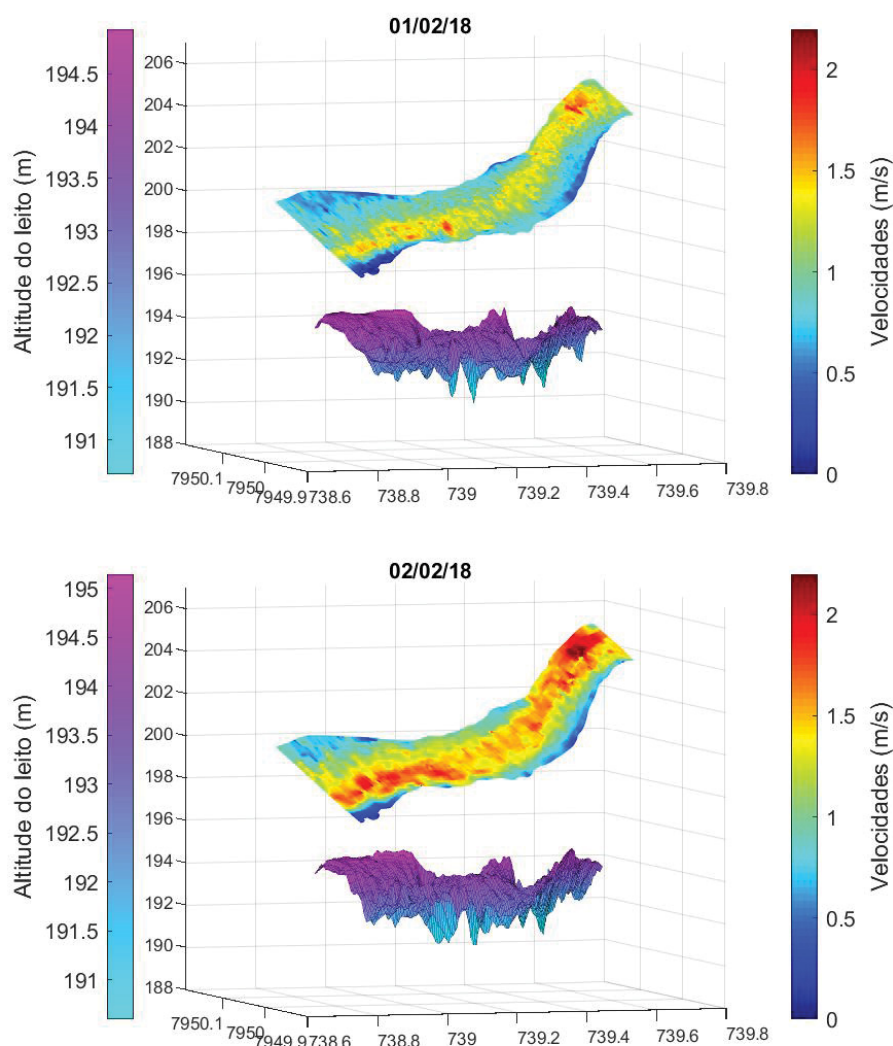
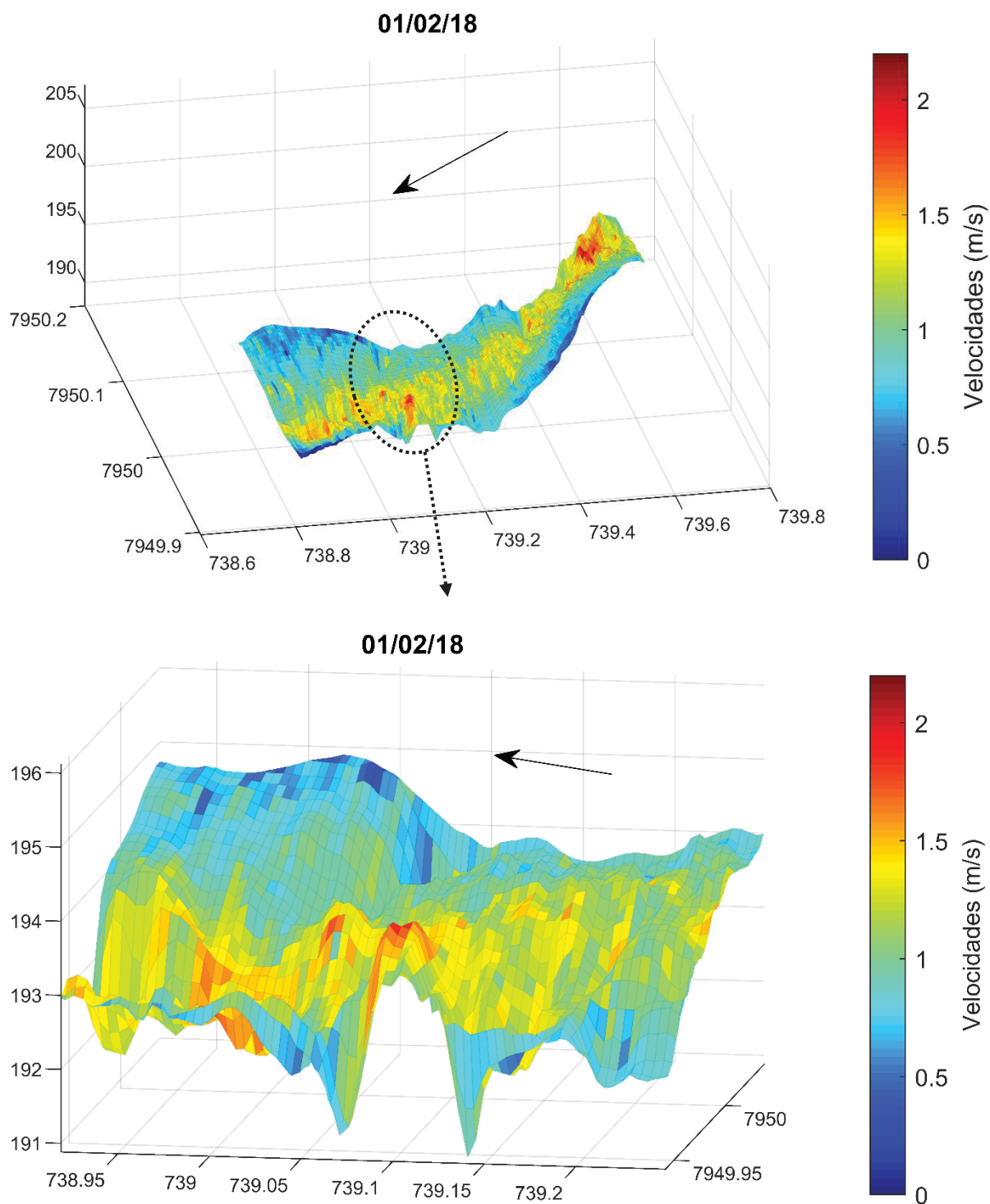


Figura 105 –Velocidades do escoamento (integradas na vertical) medidas com ADCP em 01/02/18 plotadas diretamente sobre o leito do rio em 3D. Acima: todo o domínio. Abaixo: zoom de uma região com dunas.



Em função da distribuição espacial dos dados medidos com ADCP, poderia-se avaliar diversas possibilidades de associação entre eles, visando obter resultados que atendessem a diferentes propósitos. Um exemplo de aplicação, apresentado a seguir, é a estimativa da descarga sólida do leito em todos os pontos onde houve medição simultânea de profundidade e de velocidade do escoamento, nos dias 01/02/2018 e 02/02/2018. O transporte de sedimentos nestes locais foi calculado utilizando a formulação de Van Rijn (2007), representada pela equação (47).

$$q_{s1} = 0,015 \cdot \rho_s \cdot U \cdot h \cdot (d_{50}/h)^{1,2} \cdot M_e^{1,5} \quad (47)$$

$$M_e = \frac{U - v_{cr}}{\sqrt{(s - 1) \cdot g \cdot d_{50}}} \quad (48)$$

Onde:  $q_{s1}$  é a descarga sólida por unidade de largura (kg/s.m);  $\rho_s$  é a massa específica das partículas de sedimento (para areia:  $\rho_s = 2.650 \text{ kg/m}^3$ );  $U$  é a velocidade média do escoamento integrada na vertical (m/s);  $h$  é a profundidade do escoamento (m);  $d_{50}$  é o diâmetro mediano das amostras de sedimentos (m), equivalente a  $274 \text{ }\mu\text{m}$ ;  $M_e$  representa o excesso de mobilidade dos sedimentos, conforme equação (48);  $s$  é a densidade relativa do sedimento (1,65); e  $v_{cr}$  é a velocidade crítica média na vertical para início do transporte (m/s) (calculada com base em uma parametrização da curva de Shields – eq. (30) da pág. 47).

Os dados provenientes das medições com ADCP em 02/02/2018 (profundidades e velocidades do escoamento médias na vertical) e as descargas sólidas do leito resultantes da aplicação da equação de Van Rijn (2007) nos pontos medidos são ilustrados na Figura 106. É importante destacar que não foi realizada interpolação dos dados medidos na grade refinada. O procedimento aplicado para atribuição de valores às células da grade refinada consistiu em: 1) inicialmente, atribuir valores equivalentes à média dos pontos situados a uma distância de até 1,1 vezes o tamanho de cada célula; e 2) posteriormente, preencher demais células com valores equivalentes à média dos pontos situados a uma distância de até 2 vezes o tamanho da célula. Recorda-se que a resolução desta grade variou entre 0,8 m e 2,4 m, com média de 1,6 m na longitudinal e 1,1 m na transversal. Portanto, em média foram utilizados pontos em um raio de até 3,2 metros para atribuição de valores de profundidade e velocidade média na vertical para cada célula da grade.

Em seguida, foram avaliadas as descargas sólidas do leito unitárias em todas as seções transversais do domínio para ambos os dias de levantamentos de campo (01/02/18 e 02/02/18). A Figura 107 ilustra a seção transversal P1-TM (equivalente à seção M=246 da grade refinada) com os dados medidos com ADCP (profundidades e velocidades do escoamento médias na vertical) e as descarga sólidas do leito unitárias estimadas com Van Rijn (2007).



Figura 106 – Dados espacializados provenientes das medições com ADCP em 02/02/18 (profundidades e velocidades médias na vertical) e resultados da aplicação da equação de transporte de Van Rijn (2007) (velocidades críticas para início do transporte e descargas sólidas do leito).

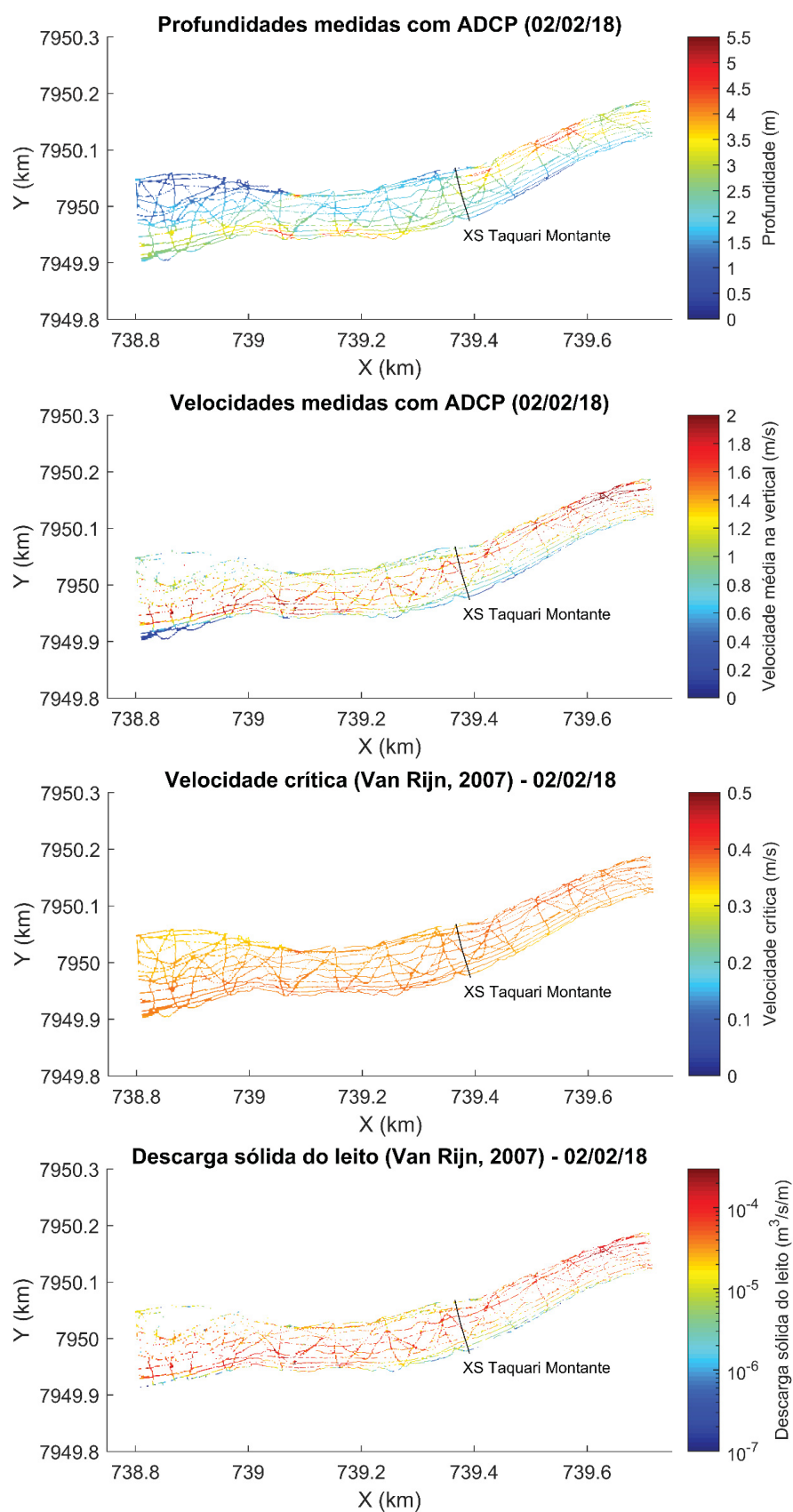
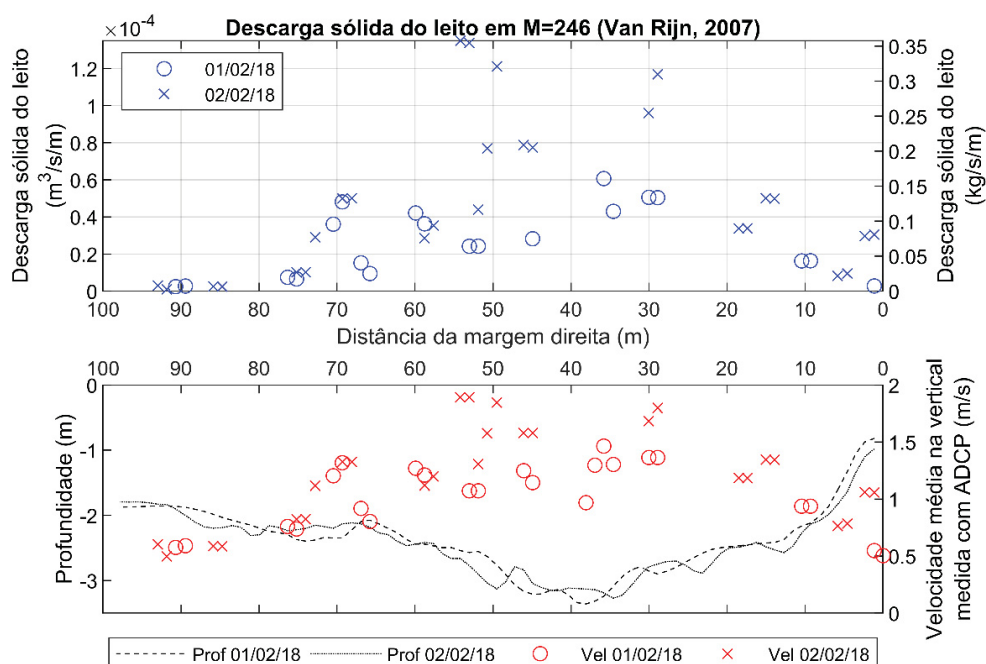
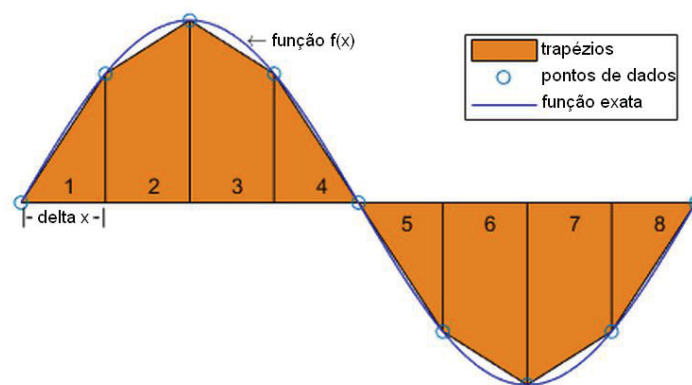


Figura 107 – Descarga sólida do leito por unidade de largura ( $\text{m}^3/\text{s}/\text{m}$ ) estimadas com equação de Van Rijn (2007) e velocidades médias na vertical ( $\text{m}/\text{s}$ ) medidas com ADCP na seção transversal P1-TM (correspondente à seção M=246 na grade refinada) nos dias 01/02/18 e 02/02/18.



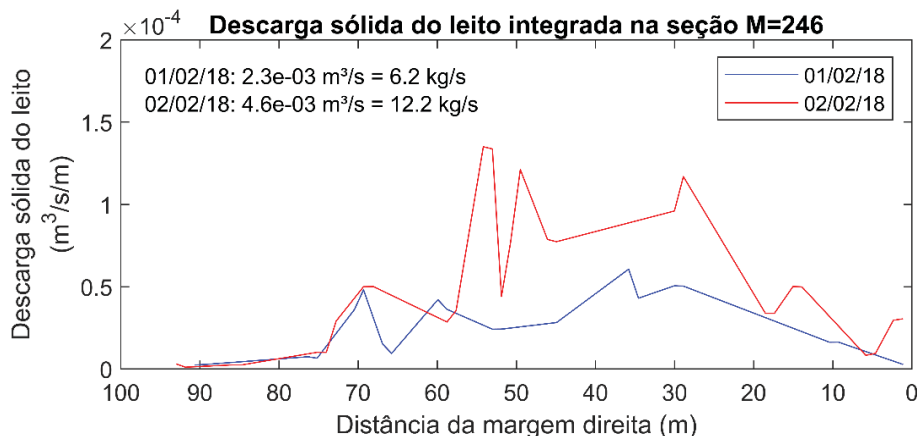
As descargas sólidas unitárias foram integradas ao longo de cada seção transversal através do método trapezoidal (função “trapz” do Matlab, Figura 108), permitindo obter valores aproximados de descarga sólida total nas seções para os dias 01/02/18 e 02/02/18. A Figura 109 apresenta os resultados obtidos para a seção P1 (M=246). As taxas de transporte de fundo total calculadas para esta seção transversal (01/02/18:  $2,3\text{E}-03 \text{ m}^3/\text{s}$ ; e 02/02/18:  $4,6\text{E}-03 \text{ m}^3/\text{s}$ ) foram bastante próximas à média de todos os outros métodos aplicados nesta tese (01/02/18:  $3,1\text{E}-03 \text{ m}^3/\text{s}$ ; e 02/02/18:  $5,2\text{E}-03 \text{ m}^3/\text{s}$ ).

Figura 108 – Representação esquemática do Método Trapezoidal de Integração.



Fonte: Adaptado de MATLAB (2020).

Figura 109 – Descarga sólida do leito integrada na seção transversal P1-TM (correspondente à seção M=246 na grade refinada), utilizando o método trapezoidal.



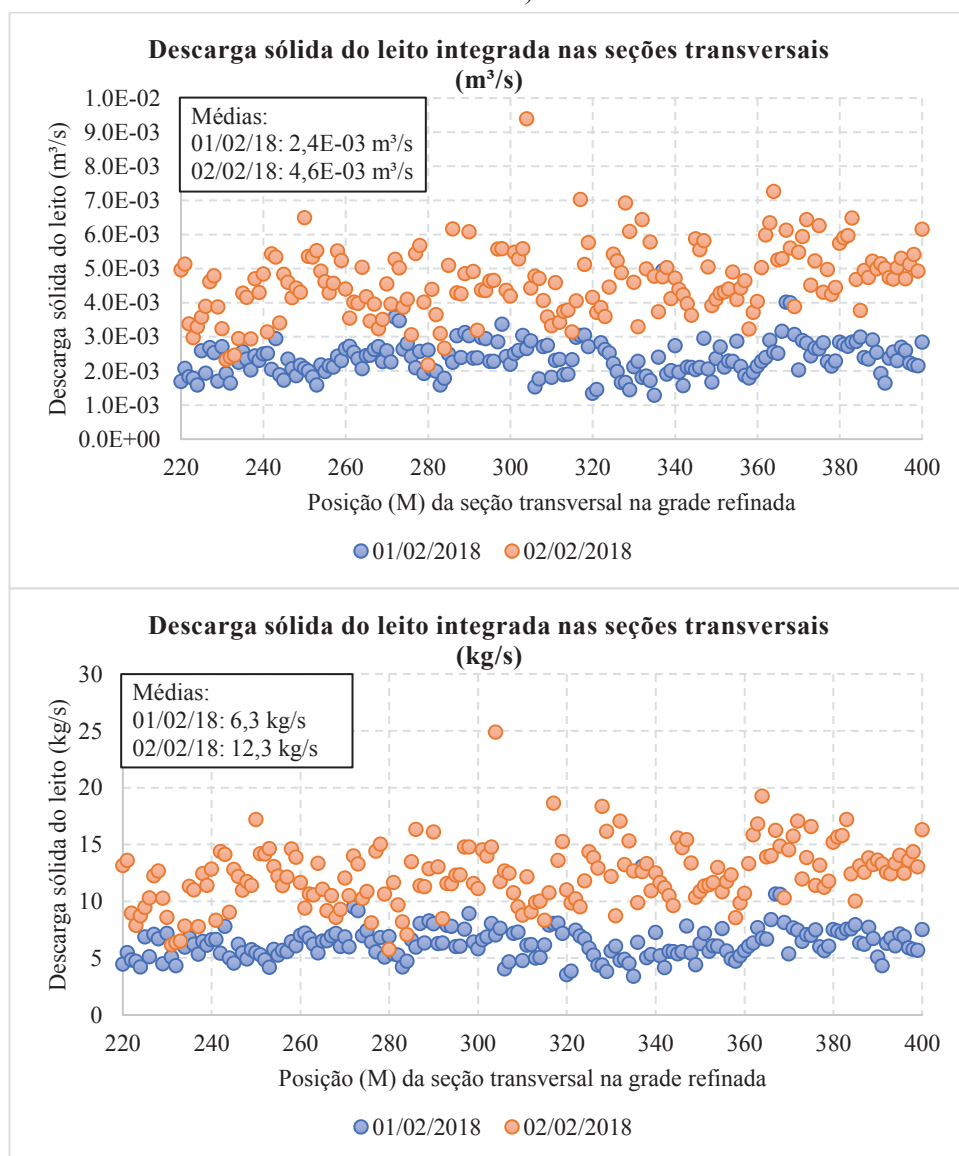
Considerando-se a média dos outros métodos como referência, esta metodologia de estimativa da descarga sólida do leito com ADCP em diversos pontos da seção transversal produziu resultados com erros relativos de -28% e -11%, para 01/02/18 e 02/02/18 respectivamente. Pode-se atribuir a subestimativa nas taxas de transporte de sedimentos à subestimativa nos dados de velocidade do escoamento provenientes do software *HydroSurveyor*, conforme já comentado anteriormente, o qual não leva em consideração o fundo móvel ao calcular as velocidades da embarcação (ADCP) e da água. De qualquer forma, a ordem de grandeza dos resultados é compatível entre os diferentes métodos e valida a metodologia apresentada para uma estimativa razoavelmente rápida e direta do transporte de sedimentos do leito.

Adicionalmente, foram plotadas (Figura 110) as descargas sólidas do leito integradas através do método trapezoidal nas seções transversais existentes no intervalo  $220 < M < 400$  da grade refinada, equivalente à área do domínio onde foi implementado o Método ISSDOTv2 modificado. A média das descargas sólidas de todas as seções foi de  $2,4 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$  (01/02/18) e  $4,6 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$  (02/02/18), curiosamente, valores muito próximos aos obtidos para a seção transversal P1. O coeficiente de variação das taxas de transporte nessas seções foi de 22% em ambos os dias.

A simplicidade na aplicação desta metodologia demonstra a grande vantagem no uso do ADCP para coletar simultaneamente dados de profundidades e velocidades do escoamento com boa resolução espacial, os quais podem ser utilizados para diferentes propósitos, dentre os quais estimar a descarga sólida do leito. Aqui foi aplicada a equação de transporte de Van Rijn (2007) para estimar o transporte de fundo a partir de dados de profundidade e velocidades do escoamento coletados pelo equipamento. Mas esses dados podem ainda ser associados e

analisados de diversas outras formas para a obtenção de outros parâmetros. Um exemplo é a tensão tangencial no leito, que pode ser calculada através de diferentes metodologias usando dados coletados com ADCP (SIME; FERGUSON; CHURCH, 2007). A tensão no fundo pode então ser empregada para estimar o transporte de sedimentos através do uso de diferentes equações.

Figura 110 – Descargas sólidas do leito integradas nas seções transversais da grade refinada (M=220 a M=400).



## 6 CONCLUSÕES

Esta tese teve dois objetivos: 1) testar se medições com ADCP melhoram a estimativa da descarga sólida do leito em rios através do mapeamento 3D; e 2) avaliar se uma modelagem hidromorfológica calibrada com os dados medidos e mapeados é capaz de representar adequadamente os fenômenos observados em campo e prever com acurácia processos de erosão/deposição (alterações morfológicas) e formas do leito.

Ambos os objetivos foram alcançados integralmente. Em relação ao primeiro, confirmou-se que medições realizadas com ADCP no Rio Taquari permitiram obter dados suficientes para estimar a descarga sólida do leito através de diferentes metodologias. Constatou-se que o equipamento permite a coleta rápida e integrada de dados de batimetria, velocidade do escoamento e velocidade do fundo móvel em alta resolução temporal e espacial, sem as limitações inerentes às armadilhas mecânicas de sedimentos.

Quanto ao segundo objetivo, a modelagem hidromorfológica realizada no software Delft3D foi calibrada e validada com dados medidos em campo com ADCP. Os resultados obtidos demonstraram a boa capacidade do modelo em representar os níveis d'água, as velocidades do escoamento, as descargas sólidas do leito e as taxas de erosão/deposição, com valores compatíveis com as medições.

Assim, pode-se afirmar que a hipótese testada neste trabalho foi aceita: “medições com ADCP permitem quantificar o transporte de sedimentos com melhores resoluções espaciais e temporais, otimizando levantamentos de campo e melhorando as estimativas de descarga sólida do leito”.

A distribuição da descarga sólida por arraste em sistemas aluviais interfere diretamente na morfologia do leito, e vice-versa. Portanto, entender o mecanismo de transporte das partículas do leito é fundamental para a gestão de rios utilizados economicamente, como é o caso da navegação em hidrovias. Entretanto, séries históricas de descarga sólida raramente estão disponíveis e muitas vezes são consideradas estatisticamente não confiáveis (CONEVSKI et al., 2020).

O cálculo da descarga sólida é uma ciência em progresso, haja vista as incertezas existentes e os variados resultados obtidos por diferentes métodos. Sua importância prática está associada à gestão de riscos relacionados ao assoreamento de rios e reservatórios, contaminação da água e redução da capacidade de abastecimento. Quantificar a descarga sólida é uma tarefa de difícil generalização para o meio natural, pois um rio pode transportar diferentes quantidades de sedimentos para uma mesma vazão, dependendo da disponibilidade de material (GAMARO;

MALDONADO; LIMA, 2011).

Devido à natureza esporádica e intermitente do transporte de sedimentos de fundo, técnicas de amostragem convencionais utilizando armadilhas físicas estão sujeitas a dificuldades operativas e erros associados a fatores como: perturbação do leito, disposição inadequada da boca do amostrador em relação ao leito (não contato ou em ângulo incorreto com o escoamento), bloqueio da boca do amostrador por galhos ou folhas, posição do amostrador em relação às formas de fundo (dunas), tempo de amostragem (preenchimento da saca), perda de material durante a medição ou durante o içamento do amostrador, entupimento da malha da saca de coleta, entre outros.

Apesar dos esforços no aprimoramento de técnicas relacionadas à coleta de dados sobre sedimentos do leito desde o final da década de 1930 (FISP, 1940), o desenvolvimento e a calibração de amostradores de fundo aplicáveis para uma ampla gama de sedimentos e taxas de transporte ainda está em evolução (GRAY; LARONNE; MARR, 2010). Embora esses amostradores sejam úteis em aplicações distintas, todos apresentam alguma limitação que restringe seu uso e impede sua ampla aceitação como método padrão para o monitoramento da descarga sólida do leito (RYAN; BUNTE; POTYONDY, 2005).

Muitas incertezas estão associadas à utilização da armadilha Helley-Smith para medir a descarga sólida de fundo. Nas amostragens realizadas no Rio Taquari, em uma seção transversal com seis verticais de medição e quatro coletas por vertical, em um rio com elevada variação espaço-temporal de transporte de fundo, calculou-se uma incerteza relativa de 63%.

Entre as diferentes equações aplicadas neste trabalho para estimar o transporte de sedimentos de fundo a partir de dados coletados em campo, é difícil avaliar qual a mais precisa, pois não há um valor de referência sobre o transporte real de sedimentos por arraste na área de estudo que possa ser utilizado para comparação. Contudo, dadas as características do rio e os resultados dos diversos métodos, foi possível estimar a ordem de grandeza da descarga sólida de fundo em períodos de águas altas (março/2017 e janeiro/fevereiro/2018). Os resultados obtidos situam-se dentro de um fator 2 em relação à média, com exceção da medição com Helley-Smith em 01/02/2018, cuja descarga sólida (196 t/dia) correspondeu a 28% da média desse dia.

O uso de equipamentos acústicos, como o ADCP, para estimativas da descarga sólida do leito tem apresentado resultados interessantes e promissores. Levantamentos de campo com esse equipamento proporcionam maior rapidez e facilidade executiva em comparação ao uso de armadilhas coletoras de sedimentos tradicionais. Neste trabalho, observou-se uma superestimativa dos resultados de descarga sólida do leito obtidos pelo método ADCP-BT



(medições de fundo móvel em várias verticais de uma seção transversal) em relação aos outros métodos aplicados. Um dos fatores que podem explicar esse comportamento é a equação utilizada para estimar a concentração de sedimentos na camada de fundo (eq. (2)), a qual representa uma aproximação que equivale a adotar a máxima concentração possível, quando na verdade sua magnitude varia no espaço e no tempo. Além da concentração, a espessura e a velocidade de deslocamento da camada ativa de sedimentos do leito também estão sujeitas a incertezas, seja pela formulação empírica, pelo equipamento ou pelo método de medição empregado na sua determinação.

As estimativas de descarga sólida do leito pelo método ADCP-BT dependem fortemente das condições específicas de cada medição, variando em função da granulometria dos sedimentos e de parâmetros operacionais do ADCP, tais como frequência e comprimento do pulso acústico. Além disso, as amostragens do leito com ADCP ocorrem em áreas distintas do leito e em porções diferentes do pulso acústico, devido à inclinação dos feixes e ao ângulo de espalhamento (RENNIE et al., 2017). Assim, são necessários estudos mais detalhados sobre a camada de amostragem, granulometria dos sedimentos e frequência do sinal acústico emitido para aumentar o entendimento e reduzir as incertezas associadas às medições.

O aprimoramento da técnica ADCP-BT para avaliar a descarga sólida do leito fecha o círculo de medições hidrossedimentológicas possíveis de serem executadas com um ADCP: batimetria, vazões líquidas, vazões sólidas em suspensão e vazões sólidas do leito. Essa combinação representa um avanço substancial, pois permite futuras investigações detalhadas em campo de processos complexos, como interações dos sedimentos com escoamento e alterações morfodinâmicas sobre dunas em grandes rios (LATOSINSKI et al., 2017).

O mapeamento tridimensional de um amplo trecho do rio é uma das principais vantagens no uso do ADCP através do software *HydroSurveyor* da SonTek, pois proporciona a obtenção simultânea de dados batimétricos e de velocidade do escoamento em todas as verticais medidas. Em rios com grande transporte de sedimentos de fundo, a execução de batimetrias com ecobatímetros e a posterior medição das velocidades com ADCP (ou outro equipamento) pode afetar a qualidade das informações obtidas em função da descorrelação de fase e de posicionamento entre os dados levantados. Assim, a medição simultânea de profundidades e velocidades com ADCP otimiza o mapeamento hidrométrico da região de estudo, fornecendo subsídios para análises espaciais e estimativas de descarga sólida do leito com maior precisão.

Uma limitação observada durante o processamento dos dados provenientes do software *HydroSurveyor* é que a velocidade do barco (utilizada para corrigir a velocidade da água) é referenciada ao leito (modo de operação *Bottom Tracking*), ao invés de ser calculada

pela diferença de posição da embarcação obtida por GPS (GGA ou VTG). Ou seja, a velocidade da água calculada é subestimada nos casos em que há fundo móvel relevante. Recomenda-se ao desenvolvedor do software a introdução de rotinas de programação que permitam ao usuário selecionar entre duas opções de referência para o trajeto da embarcação (*Bottom Tracking* ou GPS), da mesma forma que já acontece no software *RiverSurveyor*. Com isso, seria possível realizar estimativas do transporte de fundo com maior precisão em toda a região medida, seja de maneira análoga às medições estáticas de fundo móvel (ADCP-BT) ou utilizando equações de transporte para calcular a descarga sólida unitária em cada um dos pontos medidos (conforme apresentado na seção 5.7).

Conhecer as características do rio e das formas do leito (dunas) a partir de batimetrias detalhadas, auxilia na definição de procedimentos para as futuras coletas, como: o número de seções batimétricas; extensão longitudinal de cada batimetria; intervalo entre os levantamentos; método de navegação; configuração dos equipamentos; e softwares necessários (GAMARO; MALDONADO; CASTRO, 2014). A aquisição de dados através de procedimentos ajustados para cada caso aumenta a confiabilidade dos resultados. Portanto, é fundamental o progressivo aperfeiçoamento das técnicas de medição e do conhecimento da área de estudo.

Conforme aumenta o estágio de transporte (tensão adimensional no leito), aumenta a distribuição das formas do leito (alturas e comprimentos) e suas características tornam-se menos uniformes. Isso sugere que, com o crescimento do transporte de sedimentos, maior cuidado é necessário para garantir que as medições das formas do leito sejam de fato amostras representativas da distribuição completa das características do fundo (VENDITTI; LIN; KAZEMI, 2016).

O monitoramento da descarga sólida do leito em rios pode ser realizado através de estações sedimentométricas que envolvem um alto custo (de implantação, manutenção e operação) ou através da aplicação pontual de armadilhas portáteis, com baixas resoluções espaço-temporais e maiores riscos operacionais. A necessidade de se conhecer a dinâmica do transporte de sedimentos de fundo e de medir continuamente a descarga sólida aumentou a busca por métodos alternativos e impulsionou o desenvolvimento de novas tecnologias (MAO et al., 2016).

Experiências com monitoramento de sedimentos (RINDLER et al., 2016) demonstraram que a utilização de um sistema integrado de monitoramento é fundamental para a adequada avaliação da descarga sólida do leito. Apenas combinando diferentes técnicas de medição pode-se entender e compensar as limitações de determinado dispositivo ou método. Nesse contexto, modelos numéricos computacionais têm contribuído para a avaliação de

cenários (hipotéticos ou reais) onde não foi possível realizar levantamentos de campo. No entanto, para que os resultados das previsões sejam confiáveis, é necessária uma calibração cuidadosa de parâmetros do modelo a partir de observações.

A capacidade preditiva dos modelos computacionais pode ser baixa em termos quantitativos, devido às simplificações inseridas nos processos. Entretanto, são ferramentas qualitativas úteis para comparar simulações de diferentes cenários (VAN RIJN et al., 2003). Os resultados obtidos com Delft3D neste trabalho demonstram a capacidade do modelo em representar fenômenos medidos em campo, como: campos de velocidades do escoamento, taxas de erosão/deposição de sedimentos e descargas sólidas de fundo.

Cerca de 150 simulações computacionais foram realizadas para calibrar e validar os modelos produzidos. O tempo de simulação varia em função do passo computacional utilizado, do período temporal simulado, da resolução espacial da grade, da quantidade de frações de sedimentos, da quantidade e do tipo de parâmetros de saída (*outputs*), do intervalo temporal de armazenamento dos *outputs*, da capacidade do processador, da equação de transporte de sedimentos utilizada, do uso ou não de *Trachytopes*, entre outros fatores. Uma simulação hidromorfológica em regime não-permanente de um período de um dia durou em média 6-8 horas em um computador Intel Core i7 2.8 GHz 16 GB.

Avaliando-se os resultados gerais de todas as simulações, pode-se afirmar que as descargas sólidas do leito resultantes da equação de MPM foram mais coerentes com os valores medidos e estimados por outros métodos, ainda que a equação de VR também tenha apresentado resultados satisfatórios, embora um pouco superiores. Em termos de processos erosivos e deposicionais, ambas as equações (VR e MPM) produziram resultados compatíveis com as observações, apresentando equilíbrio entre as alturas de erosão/deposição ao longo de todo o domínio.

No Brasil, a Agência Nacional de Águas (ANA) é a entidade responsável pelo monitoramento e armazenamento de todos os dados hidrometeorológicos coletados nas estações espalhadas pelo território nacional. O sistema da ANA (chamado Hidroweb), disponibiliza uma grande quantidade de dados de precipitação, vazão e nível de água, mas há poucos dados de sedimentos. Isso é resultado da baixa densidade da malha nacional de postos sedimentométricos e das dificuldades nas medições de descarga sólida. Dada a variedade de métodos de coleta e de amostradores, os resultados sedimentométricos obtidos muitas vezes apresentam inconsistências.

Nesta tese, foi comprovada a grande utilidade do equipamento ADCP para coletar dados de sedimentos, proporcionando maior rapidez, facilidade e acurácia nos levantamentos

de campo. Assim, recomenda-se à ANA o aumento do aproveitamento no uso deste equipamento para o monitoramento hidrométrico, facilitando medições de profundidades (batimetria), vazões líquidas, velocidades do escoamento, descargas sólidas em suspensão e descargas sólidas do leito. A sincronia na obtenção desses parâmetros e a enorme quantidade de dados coletados em um pequeno período de tempo demonstram o grande potencial do ADCP para reduzir a escassez e as incertezas das informações hidrométricas disponíveis sobre rios brasileiros.

## 7 PUBLICAÇÕES

A seguir, são listadas as publicações durante o período do doutorado.

1. RATTON, P.; TOMAS, G.P.; BLENINGER, T. **Medição do transporte de sedimentos de fundo e em suspensão utilizando ADCP**. In: II Congresso Internacional de Hidrossedimentologia, Foz do Iguaçu/PR, 2017.
2. TOMAS, G. P.; RENNIE, C.; BLENINGER, T.; RATTON, P. *Estimates of spatial shear stress distribution from Acoustic Doppler Current Measurements in submerged bedrock canyons*. In: *Hydraulic Measurements & Experimental Methods Conference*, Durham, New Hampshire, 2017.
3. REZENDE, T.; RATTON, P.; DITZEL, L.F.S. **Análise dos custos de transporte e vantagens de um sistema intermodal aos países limítrofes à Hidrovia Paraguai-Paraná**. In: Congresso Internacional de Desempenho Portuário (IV CIDESPORT), Florianópolis/SC, 2017.
4. LUZ, C.C.; RATTON, E.; RATTON, P.; NASCIMENTO NETO, D. **Estratégias para o desenvolvimento do Porto Público Organizado de Manaus: diagnóstico da interação porto-cidade**. In: Congresso Internacional de Desempenho Portuário (IV CIDESPORT), Florianópolis/SC, 2017.
5. TOMAS, G.P.; WAYDZIK, F.A.; RATTON, P.; LUZ, C.C. **Análise das transações comerciais da Hidrovia Paraguai-Paraná**. In: 10º Seminário Internacional de Transporte Hidroviário Interior (SOBENA), Belém/PA, 2017.
6. RATTON, P.; REZENDE, T.; DITZEL, L.F.S. **Composição dos custos de transporte hidroviário de diferentes tipos de carga pela Hidrovia Paraguai-Paraná**. In: 10º Seminário Internacional de Transporte Hidroviário Interior (SOBENA), Belém/PA, 2017.
7. WAYDZIK, F. A.; GUARNERI, H.; CORREIA, R.; RATTON, P.; TOMAS, G.P. **Análise da área de influência para transporte de cargas para corredores logísticos aplicada ao estudo de caso da Hidrovia Paraguai-Paraná**. In: 27º Congresso Internacional de Transporte Aquaviário, Construção Naval e Offshore (SOBENA), Rio de Janeiro, 2018.
8. RATTON, P.; NAKAO, L. T. H.; PEREIRA, R.; BLENINGER, T.; GONCALVES, F. **Descarga de Fundo: uma análise comparativa de métodos convencionais e modernos em leitos arenosos**. In: XIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Vitória/ES, 2018.

## REFERÊNCIAS

- ABRAHAM, D. *et al.* **Sediment and Hydraulic Measurements with Computed Bed Load on the Missouri River, Sioux City to Hermann, 2014**. Final Report, USACE-ERDC, 2017.
- ABRAHAM, D. *et al.* **Update on ISSDOTv2 Method for Measuring Bed-Load Transport with Time Sequenced Bathymetric Data**. Nevada, USA: [s.n.], 2015.
- ABRAHAM, D.; KUHNLE, R. A.; ODGAARD, A. J. Validation of Bed-Load Transport Measurements with Time-Sequenced Bathymetric Data. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 137, n. 7, p. 723–728, 2011.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Boletim de Monitoramento da Bacia do Alto Paraguai**. Brasília, DF: 2014. Disponível em: <[http://arquivos.ana.gov.br/saladesituacao/BoletinsMensais/AltoParaguai/Boletim\\_Monitoramento\\_Alto\\_Paraguai\\_2014\\_08.pdf](http://arquivos.ana.gov.br/saladesituacao/BoletinsMensais/AltoParaguai/Boletim_Monitoramento_Alto_Paraguai_2014_08.pdf)>. Acesso em: 07 ago. 2019.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Sistema HidroWeb**. Disponível em: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>>. Acesso em: 10 abr. 2017.
- AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS (ANA). **Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil: Regiões Hidrográficas Brasileiras – Edição Especial**. 2015.
- AMERICAN PUBLIC HEALTH ASSOCIATION (APHA). Standard methods for the examination of water and wastewater. 23. ed. Washington, DC: [s.n.], 2017.
- BASILE, P. A. Geomorfología e Hidráulica Fluvial - Movimiento Incipiente de Sedimentos. In: HIDROAMBIENTALES, C. U. R. de I. (Org.). Rosario, Argentina: [s.n.], p. 20, 2003.
- BOGARDI, J. **Sediment Transport in Alluvial Streams**. Budapeste: Academiai Kiado, 1974.
- BROWN, C.B. Sediment Transportation. Chapter XII **Engineering Hydraulics**. H. Rouse. New York, N.Y, John Wiley and Sons. 1950.
- BUNTE, K. *et al.* Measurement of Coarse Gravel and Cobble Transport Using Portable Bedload Traps. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 130, n. 9, p. 879–893, 2004.
- BUNTE, K.; ABT, S. R. Effect of sampling time on measured gravel bed load transport rates in a coarse-bedded stream. **Water Resources Research**, v. 41, n. 11, p. 1–12, 2005.
- CHEEL, R. J. **Introduction to Clastic Sedimentology**. Ontario, Canada: Brock University, p. 134, 2005. Disponível em: <<https://brocku.ca/sedimentology/>>. Acesso em: 15 abr. 2019.
- CLARKE, R.; TUCCI, C.; COLLISCHONN, W. Variabilidade Temporal no Regime Hidrológico da Bacia do Rio Paraguai. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 1, p. 201–211, 2003.
- CLAUDE, N. *et al.* Estimating bedload transport in a large sand-gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical formulas. **Geomorphology**, v. 179, p. 40–57, 2012.



CONEVSKI, S. et al. Acoustic sampling effects on bedload quantification using acoustic Doppler current profilers. **Journal of Hydraulic Research**, p. 1–19, 2020.

CONFEDERAÇÃO NACIONAL DO TRANSPORTE (CNT). **Boletim Estatístico**, Brasília, DF, 2018

DAVIS, B. E. A Guide to the Proper Selection and Use of Federally Approved Sediment and Water-Quality Samplers. **Open File Report 2005-1087**. Vicksburg, MS. U.S. Geological Survey, 2005.

DELTARES. **Delft3D-FLOW, User Manual**. [S.l: s.n.], 2018.

DURÓ, G.; CROSATO, A.; TASSI, P. Numerical study on river bar response to spatial variations of channel width. **Advances in Water Resources**, v. 93, p. 21–38, 2016.

EDWARDS, T. K.; GLYSSON, G. D. Field methods for measurement of fluvial sediment. **Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey**. Book 3, Chapter 2. [S.l: s.n.]. 1999.

EINSTEIN, H. A. **Bed-load transportation in Mountain Creek**. Clemson, S.C.: Greenville sediment load laboratory, 1944.

EINSTEIN, H. A. The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows. **Technical Bulletin**, n. 1026. Washington: [s.n], 1950.

ELIAS, E. P. L. **Morphodynamics of Texel Inlet**. 262 f. WL Delft Hydraulics, 2006.

ENGELUND, F.; HANSEN, E. **A monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams**. Copenhagen: Teknisk Forlag, p. 63, 1967.

FILIZOLA, N.; GUYOT, J. L. The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the River Amazon. **Hydrological Sciences Journal**, v. 49, n. 1, p. 143–154, 2004.

FEDERAL INTERAGENCY SEDIMENTATION PROJECT (FISP). **Equipment used for sampling bed-load and bed material**. A Study of Methods Used in Measufement and Analysis of Sediment Loads in Streams. Iowa: University of Iowa Iowa, 1940.

FEDERAL INTERAGENCY SEDIMENTATION PROJECT (FISP). Instructions for Samping with Depth-Integrating Suspended-Sediment Samplers US D-49 and DH-59. **Report 0**, p. 6, 1965.

FRANCO, M. do S. M.; PINHEIRO, R. **Levantamento de Recursos Naturais**. Proj. Radambras. Folha SE.21 Vol.27. Rio de Janeiro-RJ: MME, p. 452, 1982.

FREDSOE, J. Unsteady flow in straight alluvial streams. Part 2. Transition from dunes to plane bed. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 102, p. 431–453, 1981.

FRINGS, R. M.; VOLLMER, S. **Guidelines for sampling bedload transport with minimum uncertainty**. **Sedimentology**, LIDO, v. 64, n. 6, p. 1630–1645, 2017.

GAEUMAN, D.; JACOBSON, R. B. Field Assessment of Alternative Bed-Load Transport Estimators. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 12, p. 1319–1328, 2007.

GALDINO, S.; VIEIRA, L. M.; PELLEGRIN, L. A. **Impactos Ambientais e Socioeconômicos na Bacia do Rio Taquari - Pantanal**. Corumbá, MS: [s.n], 2006.

GALDINO, S. Pantanal registra o mais longo e intenso ciclo de cheia. **ADM - Artigo de Divulgação na Mídia**, Corumbá, n. 16, 2002.

GAMARO, P. E. M. **Medidores Acústicos Doppler de Vazão**. Foz do Iguaçu, Paraná: Itaipu Binacional, 2012.

GAMARO, P. E. M.; MALDONADO, L. H.; CASTRO, J. L. Aplicação do Método das Dunas para Determinação da Descarga de Fundo no Rio Paraná. **ABRH**, p. 1–14, 2014.

GAMARO, P. E. M.; MALDONADO, L. H.; LIMA, K. A. Avaliação da Carga de Sedimentos de Fundo pelo Método de Deslocamento de Dunas e Medidores Acústicos Doppler. In: SIMPÓSIO DA ABRH, MACEIÓ, 19. 2011. **Anais...** Maceió, p. 1–12, 2011.

GARDE, R. J.; ALBERTSON, M. L. **Sand Waves and Regimes of Flow in Alluvial Channels. Proceedings of the 8th International Association for Hydraulic Research Congress**. Montreal, Canadá: [s.n], 1959.

GARTNER, J. W. Estimation of Suspended Solids Concentrations Based on Acoustic Backscatter Intensity: Theoretical Background. **Turbidity and Other Sediment Surrogates Workshop**, p. 3, 2002.

GERRITSEN, H. et al. **Validation Document Delft3D-FLOW: a software system for 3D flow simulations**. Deltares. [S.l: s.n.], 163p, 2008.

GILJA, G.; KUSPILIĆ, N.; POTOČKI, K. Review of empirical models for estimation of dune field characteristics. **Journal of the Croatian Association of Civil Engineers**, v. 69, n. 06, p. 427–436, 2017.

GRAF, W. H. **Hydraulics of Sediment Transport**. Chelsea, Michigan, USA: Water Resources Publications, 1984.

GRAY, J.; LARONNE, J.; MARR, J. Bedload-surrogate monitoring technologies. **Geological Survey Scientific Investigations Report**, v. 5091, p. 37, 2010.

GRUNNET, N. M.; WALSTRA, D. J. R.; RUESSINK, B. G. Process-based modelling of a shoreface nourishment. **Nederlandse Geografische Studies**, v. 51, n. 327, p. 69–98, 2004.

GUTIERREZ, R. R. *et al.* Bedforms-ATM, an open source software to analyze the scale-based hierarchies and dimensionality of natural bed forms. **SoftwareX**, v. 7, p. 184–189, 2018.

GUTIERREZ, R. R. *et al.* Discrimination of bed form scales using robust spline filters and wavelet transforms: Methods and application to synthetic signals and bed forms of the Río Paraná, Argentina. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 118, n. 3, p. 1400–1419, 2013.

HAMILTON, S. K.; SIPPEL, S. J.; MELACK, J. M. Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. **Arch. Hydrobiol**, v. 137, n. 1, p. 1–23, 1996.

HOSKIN SCIENTIFIC. **Bedload Samplers, In-Stream Sediment Collector**. Disponível em: <<https://www.hoskin.ca>>. Acesso em: 12 abr. 2019.

HUBBELL, D. W. Apparatus and Techniques for Measuring Bedload. **Geological Survey Water-Supply Paper**, v. 1748, p. 74, 1964.

INOKUTI, S. **Rivers Illustrated**. Tokyo: [s.n.], 1979.

JAVERNICK, L.; REDOLFI, M.; BERTOLDI, W. Evaluation of a numerical model's ability to predict bed load transport observed in braided river experiments. **Advances in Water Resources**, v. 115, p. 207–218, 2018.

KALINSKE, A. A. Movement of sediment as bed load in rivers. **Eos, Transactions American Geophysical Union**, v. 28, n. 4, p. 615–620, 1947.

KASPRAK, A.; WHEATON, J. M.; HAFEN, K. A simplified morphodynamic model for gravel-bed rivers. **Proceedings of SEDHYD 2015 (3rd JFIC)**. April 2015, 2015.

KENNEDY, J. F. The mechanics of dunes and antidunes in erodible-bed channels. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 16, n. 4, p. 521–544, 1963.

KOSTASCHUK, R.; VILLARD, P.; BEST, J. Measuring Velocity and Shear Stress over Dunes with Acoustic Doppler Profiler. **Journal of Hydraulic Engineering-ASCE**, v. 130, n. 9, p. 932–936, 2004.

KRUEGER, C. P. **Investigações sobre aplicações de alta precisão do GPS no âmbito marinho**. 267 f. Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 1996.

LATOSINSKI, F. G. *et al.* The ADCP's bottom track capability for bedload prediction: Evidence on method reliability from sandy river applications. **Flow Measurement and Instrumentation**, v. 54, p. 124–135, 2017.

LESSER, G. R. *et al.* Development and validation of a three-dimensional morphological model. **Coastal Engineering**, v. 51, n. 8–9, p. 883–915, 2004.

LYNCH, J. F.; AGRAWAL, Y. C. A model-dependent method for inverting vertical profiles of scattering to obtain particle size spectra in boundary layers. **Marine Geology**, v. 99, n. 3–4, p. 387–401, 1991.

MACEDO, H. de A. *et al.* Calculating Bedload Transport In Rivers: Concepts, Calculus Routines And Application. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 4, p. 813–824, 1 out. 2017.

MAO, L. *et al.* Geomorphology Flume and field-based calibration of surrogate sensors for monitoring bedload transport. **Geomorphology**, v. 253, p. 10–21, 2016.

MARRIOTT, M. J.; JAYARATNE, R. **Hydraulic roughness – links between Manning’s coefficient, Nikuradse’s equivalent sand roughness and bed grain size**. Advances in Computing and Technology (AC&T). **Anais...**London: 2010.

MARTINS, D. P. **Dinâmica das Formas de Leito e Transporte de Carga de Fundo no Alto Rio Paraná**. 66 f. Dissertação (Mestrado) – Programa Pós-Graduação em Geografia, Universidade Estadual de Maringá, 2004.

MARTINS, D. P.; STEVAUX, J. C. Formas de Leito e Transporte de Carga De Fundo do Alto Rio Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, p. 43–50, 2005.

MATLAB. **Trapezoidal numerical integration function (trapz)**. Disponível em: <<https://www.mathworks.com/help/matlab/ref/trapz.html>>. Acesso em: maio, 2020

MERCANTE, M. A. *et al.* Alterações causadas por avulsão no rio Taquari, no Pantanal Mato-Grossense. **RA'E GA**, v. 13, p. 75–84, 2007.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling and Software**, v. 18, n. 8–9, p. 761–799, 2003.

MEYER-PETER, E.; MÜLLER, R. Formulas for Bed-Load Transport. **Stockholm**, p. 39–64, 1948.

MUELLER, D. S. QRev – Software for Computation and Quality Assurance of Acoustic Doppler Current Profiler Moving-Boat Streamflow Measurements – Technical Manual for Version 2.8. **U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1068**, n. March, p. 79, 2016a.

MUELLER, D. S. QRev – Software for Computation and Quality Assurance of Acoustic Doppler Current Profiler Moving-Boat Streamflow Measurements – User’s Manual for Version 2.8. **U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1052**, n. March, p. 50, 2016b.

MUELLER, D. S.; WAGNER, C. R. Measuring Discharge with Acoustic Doppler Current Profilers from a Moving Boat. **Geological Survey Techniques and Methods**, 3A-22. 2009.

OKADA, S. *et al.* Comprehensive measurement techniques of water flow, bedload and suspended sediment in large river using Acoustic Doppler Current Profiler. River Sedimentation - Proceedings of the 13th International Symposium on River Sedimentation, ISRS 2016, **Anais...**, p. 1274–1280, 2017.

PAARLBERG, A. J. *et al.* Optimizing dredge-and-dump activities for river navigability using a hydro-morphodynamic model. **Water (Switzerland)**, v. 7, n. 7, p. 3943–3962, 2015.

PEREIRA, R. B. **Análise Quali-Quantitativa do Transporte de Sedimentos de Fundo em Rios Arenosos**. Dissertação (Mestrado) – Programa de Pós-Graduação em Tecnologias Ambientais, Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, 2018.

RACHLEWICZ, G. *et al.* Field testing of three bedload samplers’ efficiency in a gravel-bed river, Spitsbergen. **Geomorphology**, v. 287, p. 90–100, 2017.

RATTON, P. *et al.* Descarga de fundo: uma análise comparativa de métodos convencionais e modernos em leitos arenosos. In: XIII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, Vitória/ES: **Anais...**, 2018. p. 1–8, 2018.

RATTON, P.; TOMAS, G. P.; BLENINGER, T. Medição do Transporte de Sedimentos de Fundo e em Suspensão Utilizando ADCP. CONGRESSO INTERNACIONAL DE HIDROSEDIMENTOLOGIA, 2. 2017. **Anais...**, p. 7, 2017.

REICHEL, G.; NACHTNEBEL, H. P. Suspended sediment monitoring in a fluvial environment: Advantages and limitations applying an Acoustic Doppler Current Profiler. **Water Research**, v. 28, n. 4, p. 751–761, 1994.

REID, I. *et al.* Ancillary data requirements for the validation of surrogate measurements of bedload flux : non- invasive bed material grain size and definitive measurements of flux. **Geological Survey Scientific Investigations**, 2010.

RENNIE, C. D.; CHURCH, M. Mapping spatial distributions and uncertainty of water and sediment flux in a large gravel bed river reach using an acoustic Doppler current profiler. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, v. 115, n. 3, 2010.

RENNIE, C. D.; MILLAR, R. G. Deconvolution technique to separate signal from noise in gravel bedload velocity data. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 8, p. 845–856, 2007.

RENNIE, C. D.; MILLAR, R. G. Measurement of the spatial distribution of fluvial bedload transport velocity in both sand and gravel. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 29, n. 10, p. 1173–1193, 2004.

RENNIE, C. D.; MILLAR, R. G.; CHURCH, M. A. Measurement of Bed Load Velocity using an Acoustic Doppler Current Profiler. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 128, n. 5, p. 473–483, 2002.

RENNIE, C. D.; RAINVILLE, F.; KASHYAP, S. Improved Estimation of ADCP Apparent Bed-Load Velocity Using a Real-Time Kalman Filter. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 12, p. 1337–1344, 2007.

RENNIE, C. D. *et al.* Calibration of Acoustic Doppler Current Profiler Apparent Bedload Velocity to Bedload Transport Rate. **Gravel-Bed Rivers**. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd, 2017. p. 209–233, 2017.

RICHARDSON, E.V.; SIMONS, D.B.; POSAKONY, G.J. Sonic Depth Sounder for Laboratory and Field Use. **Geological Survey Circular**, Washington, n. 450, p.7, 1961.

RICKENMANN, D. Bed-Load Transport Measurements with Geophones and Other Passive Acoustic Methods. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 143, n. 6, p. 14, 2017.

RINDLER, R. *et al.* **Integrative Bedload Measurement Systems in Austria - Development and Evaluation of Bedload Transport Measurement Techniques and Optimization of Calculations**. Tainan, Taiwan: [s.n], 2016. p. 2008–2012.

ROMERO, M.; VARGAS, A. **Assessment of river bank protection measures at a steep mountain river in Bolivia**. (Ankara, Ed.) River Flow. **Anais...**Cesme, Turquia: 2008

RÜTHER, N. **State of the art of sediment transport measurement techniques in rivers and reservoirs**. 2013. Disponível em: <[http://folk.ntnu.no/nruther/TVM4155/Lecture14-NR/Sediment transport measurement techniques.pdf](http://folk.ntnu.no/nruther/TVM4155/Lecture14-NR/Sediment%20transport%20measurement%20techniques.pdf)>. Acesso em: 15 mai. 2019.



RYAN, S. E.; BUNTE, K.; POTYONDY, J. P. Breakout Session II, Bedload-Transport Measurement: Data Needs, Uncertainty, and New Technologies. Proceedings of the Federal Interagency Sediment Monitoring Instrument and Analysis Research Workshop, September 9–11, 2003. **Geological Survey Circular Flagstaff**, Arizona, n 1276, p. 46, 2005.

SANTOS, I. *et al.* **Hidrometria Aplicada**. Curitiba, PR: LACTEC, 2001.

SHELLEY, J.; ABRAHAM, D.; MCALPIN, T. Removing Systemic Bias in Bed-Load Transport Measurements in Large Sand-Bed Rivers. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 139, n. 10, p. 1107–1111, 2013.

SHIELDS, A. Application of Similarity Principles and Turbulence Research to Bed-Load Movement. **Versuchsanst. Wasserbau Schiffbau**, Mitt. Preuss, v. 26, n. 5–24, p. 47, 1936.

SIME, L. C.; FERGUSON, R. I.; CHURCH, M. Estimating shear stress from moving boat acoustic Doppler velocity measurements in a large gravel bed river. **Water Resources Research**, v. 43, n. 3, p. 1–12, 2007.

SIMONS, D. B.; RICHARDSON, E. V.; NORDIN, C. F. Bedload equation for ripples and dunes. **Geological Survey Professional Paper**, v. 462- H, p. 1–9, 1965.

SIMONS, D. B.; RICHARDSON, E. V. Resistance to flow in alluvial channels. **Geological Survey Professional Paper**, v. 422- J, p. 70, 1966.

SONTEK. **HydroSurveyor User's Manual, Software Version 1.5, Firmware Version 3.80**. San Diego, USA, 2014.

SONTEK. **RiverSurveyor S5 and M9 System Manual, Firmware Version 4.02**. San Diego, USA, 2016.

SOULSBY, R. **Dynamics of Marine Sands (HR Wallingford Titles): A Manual for Practical Applications**. London: Thomas Telford Publications, 1997.

SZUPIANY, R. N. *et al.* Sediment concentration measurements using ADCPs in a large river: Evaluation of acoustic frequency and grain size. **River Flow - Proceedings of the International Conference on Fluvial Hydraulics**, 2016.

TOMAS, G. P. **Mapeamento 3D da Variação da viscosidade turbulenta em cânions submersos e sua aplicação na modelagem numérica**. 122 p. Tese (Doutorado) – Programa de Pós Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental, Universidade Federal do Paraná, 2018.

TOMAS, G. P. *et al.* Velocity mapping toolbox for SonTek M9 ADCP data. **International Conference On Fluvial Hydraulics (River Flow 2016)**, august, p. 1571–1576, 2016.

TORRENCE, C.; COMPO, G. P. A Practical Guide to Wavelet Analysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 1, p. 61–78, jan. 1998.

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ (UFPR). **Estudo de Viabilidade Técnica, Econômica e Ambiental (EVTEA) da Hidrovia do Rio Paraguai**. Curitiba, PR: Universidade Federal do Paraná, Instituto Tecnológico de Transportes e Infraestrutura, 2015.



VAN RIJN, L. C. *et al.* The predictability of cross-shore bed evolution of sandy beaches at the time scale of storms and seasons using process-based profile models. **Coastal Engineering**, v. 47, n. 3, p. 295–327, 2003.

VAN RIJN, L. C. **Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas**. Amsterdam, Netherlands: Aqua Publications, 1993.

VAN RIJN, L. C. Sediment Transport, Part III: Bed Forms and Alluvial Roughness. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 110, n. 12, p. 1733–1754, 1984a.

VAN RIJN, L. C. Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering - ASCE**, v. 110, n. 10, p. 1431–1456, 1984b.

VAN RIJN, L. C. **Sediment transport by currents and waves; general approximation formulae**. Coastal Sediments. Florida, USA: [s.n], 2003.

VAN RIJN, L. C. **Simple general formulae for sand transport in rivers, estuaries and coastal waters**. 2013. Disponível em: <<http://www.leovanrijn-sediment.com/papers/Formulaesandtransport.pdf>>. Acesso em: 25 out. 2018.

VAN RIJN, L. C. Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. **Journal of Hydraulic Engineering**, v. 133, n. 6, p. 649–667, 2007.

VENDITTI, J. G.; LIN, C. Y. M.; KAZEMI, M. Variability in bedform morphology and kinematics with transport stage. **Sedimentology**, v. 63, n. 4, p. 1017–1039, 2016.

VILLARD, P. V.; CHURCH, M. Bar and dune development during a freshet: Fraser River Estuary, British Columbia, Canada. **Sedimentology**, v. 52, n. 4, p. 737–756, 2005.

VILLARD, P.; CHURCH, M.; KOSTASCHUK, R. Estimating Bedload in Sand-Bed Channels Using Bottom Tracking from an Acoustic Doppler Profiler. **Fluvial Sedimentology VII**, p. 197–209, 2005.

WILLIAMS, R. D. *et al.* Hydraulic validation of two-dimensional simulations of braided river flow with spatially continuous aDcp data. **Water Resources Research**, v. 49, n. 9, p. 5183–5205, 2013.

WILLIAMS, R. D. *et al.* Assessment of a numerical model to reproduce event-scale erosion and deposition distributions in a braided river. **Water Resources Research**, v. 52, n. 8, p. 6621–6642, ago. 2016.

WILLIAMS, R. D.; BRASINGTON, J.; HICKS, D. M. Numerical Modelling of Braided River Morphodynamics: Review and Future Challenges. **Geography Compass**, v. 10, n. 3, p. 102–127, 2016.

YOROZUYA, A. *et al.* Bed-load discharge measurement by ADCP in actual rivers. **River Flow**, p. 1687–1692, 2010.

YOSSEF, M. F. M. **Morphological model of the River Rhine branches in The Netherlands Motivation**. [S.l: s.n.], 2016.

ZNAMENSKAYA, N. S. Morphological Principle of Modeling of River Bed Processes.  
**Proceedings 13th International Association of Hydraulic Research Congress**, v. 5, n. 1,  
1969.

## **APÊNDICE**

MANUSCRITO SUBMETIDO AO JOURNAL OF HYDRAULIC ENGINEERING

TÍTULO: Bedload Sediment Transport Estimation from ADCP Bathymetric Survey

# Bedload Sediment Transport Estimation from ADCP Bathymetric Survey

Philippe Ratton<sup>1</sup>

Tobias Bernward Bleninger<sup>2</sup>

Rodrigo Bahia Pereira<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Federal University of Paraná (UFPR), Brazil. Email: philipe.ratton@gmail.com

<sup>2</sup>Federal University of Paraná (UFPR), Brazil. Email: tobias.bleninger@gmail.com

<sup>3</sup>Federal University of Mato Grosso do Sul (UFMS), Brazil. Email: rodrigoeamb@gmail.com

## ABSTRACT

Bedload sediment transport in rivers can cause impacts such as bed erosion/deposition, sandbanks formation and flow capacity changing. Bedload sampling techniques have limitations related to spatial and temporal resolution. These constraints are more relevant in rivers with dunes and high sediment transport. This paper discusses the ADCP potential and advantage to estimate bedload transport in a river with sand dunes. The case study area is a stretch of the Taquari river, in Brazil, near the Pantanal wetland. Surveys were carried out on three consecutive days, using a M9-Sontek ADCP and HydroSurveyor software, simultaneously measuring bathymetry and water velocity. A mechanical trap (Helley-Smith) collected bedload samples at six verticals along the cross section, at the same time and position where moving-bed tests were performed. Sediment transport was calculated and compared following different approaches: 1) five empirical equations; 2) ISSDOTv2 method (dune tracking); 3) Helley-Smith; 4) ADCP-BT (Bottom Tracking). The results showed good agreement between the methodologies, confirming the ADCP great potential in hydrosedimentological studies, due to its advantage in integrating bathymetry, flow velocity and bedload data.

**Key-words:** bedload; sediment transport; ADCP; dunes.

## INTRODUCTION

Bedload sediment transport in rivers can interfere on hydro-morphodynamics, like bed erosion/deposition, sandbanks formation and flow capacity changing. When excessive and out of balance, these processes might affect economic activities such as waterways navigation, harbours installation and operation, hydroelectric power generation and water supply. It is important to understand hydrosedimentological behaviour in order to quantify bedload transport and to establish an effective management of sediments and water resources (Latosinski et al. 2017).

Several bedload sampling techniques are available in the literature. Conventional sampling procedures are based on mechanical traps deployed on river bottom to collect sediment samples

at different positions along a cross section during a certain time interval (Edwards and Glysson 1999). However, these techniques present limited spatial and temporal resolutions and high uncertainties (Frings and Vollmer 2017). Conventional sampling is technically difficult, time-consuming, expensive and even dangerous during floods. These constraints are even more relevant in rivers with dunes and high sediment transport, as the position of the sampler on river bottom and the heterogeneous bedload transport affect the measurements (Claude et al. 2012; Gaeuman and Jacobson 2007).

Surrogate technologies such as acoustic Doppler current profiler sensor (ADCP) provide faster and safer measurements with better resolutions (Kostaschuk et al. 2004; Rennie et al. 2002; Villard et al. 2005). ADCP sensors were initially developed with the aim to compute water velocities and discharges. However, recent researches showed ADCP potential to estimate bedload through a feature called Bottom Tracking (BT) (Rennie and Millar 2007; Villard et al. 2005; Yorozya et al. 2010).

Bottom Tracking consists in sending acoustic pulses from ADCP beams which reflect in the river bottom and return to the sensor. The Doppler shift is related to boat velocity, but in rivers with a moving-bed, static measurements (named moving-bed tests) allow to compute a spatially averaged bed particles speed. Then, bedload transport rates are estimated from the product between: moving-bed velocity, thickness of bedload layer and sediment concentration in bedload layer (Equation 1). This method is herein referred to as ADCB-BT.

Despite the application mentioned above, ADCP sensor allows collection of synchronized data of bathymetry and flow velocities. After detailed and consecutive surveys along a river reach, it is possible to analyze longitudinal bathymetric profiles and to map aggradation and degradation areas. This approach is known as dune tracking, since it evaluates dune migration rates, and has been successfully employed to estimate bedload transport (Gaeuman and Jacobson 2007; Simons et al. 1965; Villard and Church 2003).

Abraham et al (2011) developed a method using dune tracking approach which was named ISSDOTv2 (Integrated Section Surface Difference Over Time, version 2). This method computes bedload based on the difference of time-sequenced three-dimensional bathymetric data. Scour volumes calculated from the difference plots of bed level are related to the average bedload transport due to the dunes movement. A necessary correction due to a systematic bias inherent in the methodology is implemented following Shelley et al (2013). In this procedure, bedload is corrected using information of dune characteristics (wavelength, height and celerity) and time interval between consecutive surveys.

Currently, there is no standard procedure for the identification and discrimination of bed

forms geometric characteristics. Many researchers apply different methodologies yielding diverse results, which confirms the present lack of a consistent, nonarbitrary, quantitative descriptor of bed morphology. With the aim to fulfill this gap, Gutierrez et al. (2013) proposed the application of robust spline filters and continuous wavelet transforms to discriminate these morphodynamic features, allowing a quantitative recognition of bed form hierarchies. This methodology was applied in this work to reduce subjectivity in establishing parameter values needed in the ISSDOTv2 correction term.

This paper discusses the use of ADCP to estimate bedload transport in a river with sand dunes during a flood season. Two approaches were carried out with this sensor: moving-bed tests using BT technology and dune tracking. Bedload samples were also collected with a Helley-Smith mechanical trap. Additionally, five empirical transport equations were used with averaged hydraulic parameter values in a cross section: Einstein (1950), Einstein-Brown (1950), Kalinske (1947), Meyer-Peter-Müller (1948) and Van Rijn (2007). Bedload rates were compared to evaluate the accuracies of all methodologies.

## **STUDY SITE**

The Taquari river drains a catchment area of 65,000 km<sup>2</sup> and is located in the midwestern region of Brazil, in the Upper Paraguay Basin, whose watershed area is approximately 600,000 km<sup>2</sup>, spreads across three countries (Brazil, Bolivia and Paraguay) and includes Pantanal, one of the world's largest freshwater wetlands (140,000 km<sup>2</sup>; Hamilton et al. 1996). Known for its biodiversity, Pantanal is considered a World Natural Heritage by UNESCO, reinforcing the importance of better understanding sediment dynamics in the region.

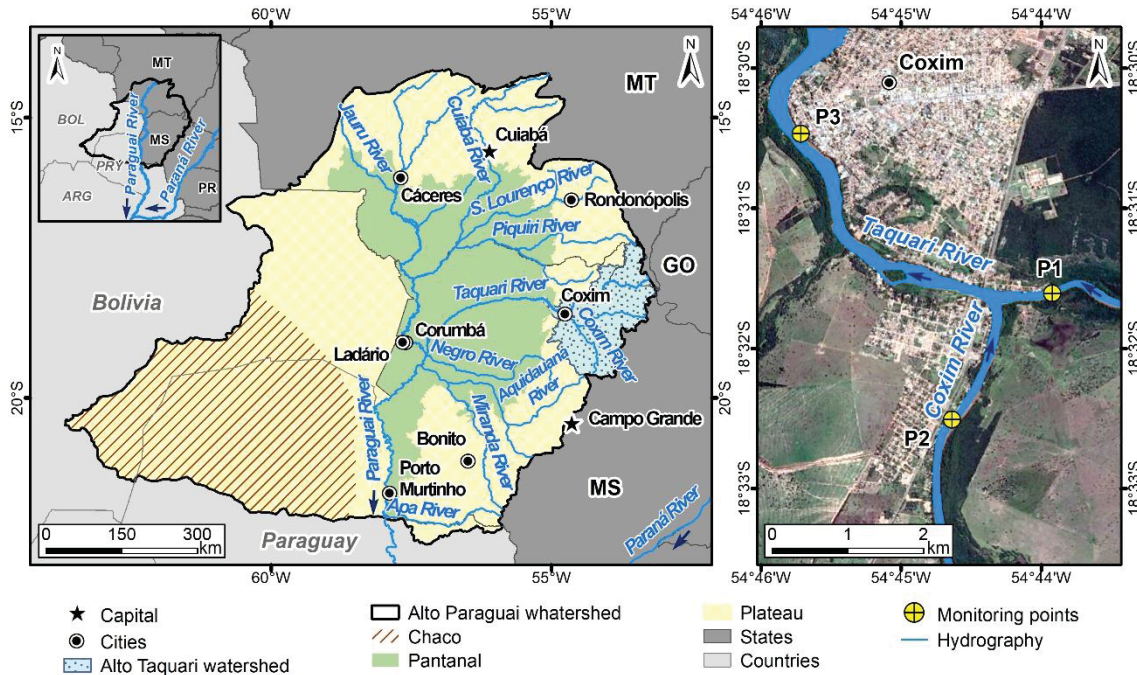
The study site is located in the upper reach of the Taquari river (18°31'36.26"S, 54°43'56.90"W), in the city of Coxim, Brazil. In Fig. 1, P1 is the monitored cross section within the surveyed river reach, P2 is a control point at the Coxim river and P3 is a stream gauging station called Coxim (code 66870000, in the Brazilian Water Agency) at the Taquari river. Historical data available at P3 include water level, discharge and cross section bathymetric profiles.

Downstream the study area, Taquari river forms one of the largest alluvial fans in the world, with 55,500 km<sup>2</sup> (Galdino et al. 2006). Anthropic activities (mainly agriculture) carried out in the Upper Taquari Basin, associated with the high erosion potential of the soils, have increased the sediment input to the watershed rivers, accelerating aggradation processes (Mercante et al. 2007). Sediment transport (in suspension and bedload) in the study area is high during floods, when transport stage values are higher than 10.

At the Coxim gauging station (P3, located 4.5 km downstream of the study site and after the



confluence with Coxim river), the drainage area is 27,600 km<sup>2</sup> and the annual average discharge is 350 m<sup>3</sup>/s. Floods normally occur during summer (December-Mars), with maximum discharges greater than 1600 m<sup>3</sup>/s at extreme events. During drought season (July-September), flow is near 250 m<sup>3</sup>/s. Annual average rainfall in the region is 1230 mm/year and monthly average rainfall during summer is 200 mm/month.



**Fig. 1.** Left: Upper Paraguay Basin, Pantanal wetland and Study site at Taquari river in Coxim, Brazil; Right: points of measurement in Coxim, P1 and P3 at Taquari river, P2 at Coxim river.

## MATERIAL AND METHODS

### Field Measurements And Data Processing

Hydrodynamics, bedload transport and morphological changes were monitored using an acoustic Doppler current profiler (ADCP-M9 from SonTek) on 3 consecutive days in the first trimester of 2018, during a flood season. The ADCP-M9 sensor has nine transducers in total, i.e. two sets of 4 transducers (one set with 1 MHz frequency and the other with 3 MHz) and one vertical transducer (for depth measurement, 0.5 MHz frequency). Transducers have a 25° inclination from the vertical beam. The sensor has a compass (resolution < 0.75°) to reference measurements and an inertial system for correcting pitch and roll due to vessel attitude. The system has GPS and PCM (Power Communications Module – component that makes the communication between sensor, GPS and computer and supply power to the sensor from a battery) (SonTek 2016). The ADCP was attached to a 25 HP small boat.

A real-time kinematic global positioning system (RTK-GPS) was coupled to the ADCP to improve vessel positional precision (subdecimetric in horizontal). For differential correction positioning, two points are simultaneously tracked: one is the reference station whose

coordinates are known and entered in the equipment; and the other is the mobile station (rover), which receives differential corrections generated at the reference station (in RTCM format) by means of a communication system, e.g. a radio. This mobile station was attached to the ADCP through a metal pole. The RTK system was formed by two Leica 1200 GX GNSS dual frequency GPS receivers (L1 and L2) and a Pacific Crest PDL radio.

Discharge measurements were performed with ADCP at cross section P1 following the procedures recommended by Mueller and Wagner (2009) regarding quality control. Measured discharge was computed as the average of at least four transects, keeping the differences between each transect and the mean discharge smaller than 5%. Parameters such as HDOP (horizontal dilution of precision), number of bad bins, number of bad ensembles, percentage of the cross section area directly measured and ratio between vessel speed and water speed were also checked in order to assure data-quality control.

Static ADCP moving-bed tests were performed on 6 verticals along the cross section to evaluate the speed of sediment particles moving close to the river bed. These tests were also used to correct the discharges estimated with ADCP in Bottom Tracking reference mode. The results were compared to the discharges estimated with ADCP in GPS reference mode. Analyses were made through the softwares RiverSurveyor from SonTek (2016) and QRev 3.35 from USGS (Mueller 2016a; Mueller 2016b).

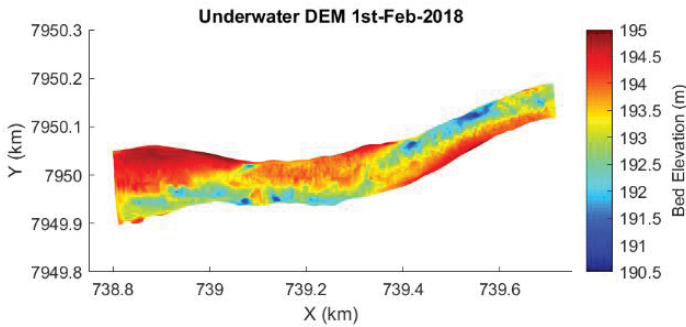
In addition to flow measurements at the Taquari river cross section P1, transversal and longitudinal surveys were carried out in an area approximately 1 km long (380 m upstream and 620 m downstream from the cross section). Bathymetric and flow velocity data were simultaneously collected with ADCP coupled to RTK-GPS system, using the HydroSurveyor software (SonTek 2014). The time interval between surveys was about 24 hours.

After processing bathymetric data (eliminating outliers and smoothing the water level), an underwater Digital Elevation Model (DEM) was generated for each survey day (Fig. 2). For this purpose, processed bathymetric data was interpolated in a curvilinear grid with an average resolution of 1.4 meters, using techniques such as grid cell averaging, triangular interpolation and internal diffusion (these steps were carried out on QuickIn module, from Delft3D software, Deltares 2018). The two DEM (01/Feb/2018 and 02/Feb/2018) were used to analyze bed forms along the river reach and to extract longitudinal bed profiles for application with the ISSDOTv2 method.

Bed material and bedload samples were collected with a USBM-54 sampler and with a Helley-Smith mechanical trap, respectively, on two days at the same 6 verticals where moving-bed tests were performed. Samples were analyzed in laboratory using laser diffraction

technology and particle size distribution curves were plotted. Results showed that riverbed is mainly formed by fine sand (125  $\mu\text{m}$  to 250  $\mu\text{m}$ ) and medium sand (250  $\mu\text{m}$  to 500  $\mu\text{m}$ ).

For logistic reasons, it was not possible to conduct all types of surveys in the same days. Table 1 summarizes the days of measurements and the equipment used in each survey.



**Fig. 2.** Underwater DEM generated for 01/Feb/2018.

**Table 1.** Surveys carried out during the field campaign.

Survey	Equipment	31/Jan/2018	01/Feb/2018	02/Feb/2018
Discharges	ADCP	X	X	X
Moving-bed tests	ADCP	X	X	
Bathymetry	ADCP+RTK		X	X
Flow velocities field	ADCP+RTK		X	X
Bedload samples	Helley-Smith	X	X	
Bed material samples	USBM-54	X		

### Helley-Smith Sampler

Samples were collected with a Helley-Smith mechanical trap at 6 verticals along the cross section P1. Distance between verticals varied from 10 m to 25 m and the duration of each sampling was 2 minutes. In order to reduce the uncertainties associated with the method, four samples were collected in each vertical. In total, 48 bedload samples were obtained, 24 on each measurement day.

Unfortunately, it was not possible to use a video camera to monitor the inlet of sediment into the sampler nozzle, due to the high turbidity of the river, caused by the high concentration of suspended sediments. Measured concentrations resulted in 180 mg/l at 20% of depth and 310 mg/l at 80% of depth.

Therefore, despite care during sampling operation, e.g. slowly lowering and raising the sampler through the water column, it is not known whether there were operational issues that could decrease the quality and reliability of results. Some issues which might interfere on measurements are: obstruction of the sampler nozzle by branches or leaves; bed disturbance when the trap touches the bottom, inducing resuspension of sediments; irregular deployment of the sampler in relation to the bed and the flow, such as non-contact between the nozzle and the

bottom or misalignment with flow and bedload direction; location of the sampler in relation to bed forms, e.g. at dune crest or dune trough; loss of material while lifting the sampler; mesh clogging; bag size; nozzle wall thickness; among others (Beschta 1981; Bunte et al. 2019; Pitlick 1988; Vericat et al. 2006).

After drying and weighing all 48 sediment samples, unit bedload transport rates at each vertical were computed as the average of 4 daily samples. The total bedload transport at the cross section was estimated integrating the unit rates with the increment widths of each vertical.

A method proposed by Frings and Vollmer (2017) was used here to estimate the uncertainties related to HS samplings. The uncertainty was calculated based on the number of subsections along the cross-section, the number of samples per subsection and the temporal-spatial variation of bedload transport. From the premise that temporal-spatial variation of bedload is high in the study site, it was calculated a relative uncertainty of 63% for HS estimations of total bedload transport.

#### **Moving-Bed Tests (ADCP-BT)**

The ADCP-BT method computes bedload transport based on Equation 1 (Villard et al. 2005), where  $v_{MB}$  is the moving-bed velocity,  $\delta_b$  is the thickness of bedload layer and  $c_b$  is the sediment concentration in bedload layer, computed by Equation 2 (Latosinski 2017) (where  $\rho_s$  is the density of sand and  $p$  is the porosity of sand).

$$q_{b,ADCP} = v_{MB} \cdot \delta_b \cdot c_b \quad (1)$$

$$c_b = (1 - p) \cdot \rho_s \quad (2)$$

Moving-bed tests (MB) were performed with ADCP to estimate  $v_{MB}$ , using the Bottom Tracking feature, at the same positions where Helley-Smith samples were collected. Measurements were carried out with the boat anchored (static) at the points of interest. Tests lasted 5 and 10 minutes, but after analyzing the results it was found that 5 minutes were sufficient to stabilize the measured values of moving-bed velocity. The thickness of bedload layer ( $\delta_b$ ) in each vertical was adopted as twice the median diameter ( $d_{50}$ ) of HS samples (Einstein 1950). Porosity was adopted as  $p = 0.4$  (usual value for sand).

Due to the arrangement of the equipment into the boat, it was not possible to track exactly the same point with the ADCP and the Helley-Smith sampler. However, the distance between both devices was kept the shortest as possible, not exceeding 3 meters. The results of MB tests served two purposes: 1) to correct the discharges measured with ADCP in Bottom Tracking reference mode; and 2) to estimate unit bedload transport rates at the 6 verticals and then integrate them along the cross section.

Three settings were used in RiverSurveyor software to perform MB tests: 1) SmartPulseHD;

2) Manual Configuration 1.0 MHz with incoherent pings; 3) Manual Configuration 3.0 MHz with incoherent pings. The final moving-bed velocity value at each vertical was computed as the average of these three schemes.

SmartPulseHD is a feature enabled by default in the software to optimize performance in the widest range of conditions. It is an intelligent algorithm that looks at water depth, velocity and turbulence, and then automatically selects the optimum acoustic pulse scheme (frequencies, cell sizes and ping types) to those conditions. It uses multiband acoustics, pulse-coherent, broadband and incoherent pulse techniques to provide the highest possible resolution to measured velocity data. In other words, it can choose between the schemes: 3.0 MHz pulse-coherent pings using a 2 cm cell size; 1.0 MHz pulse-coherent pings using a 6 cm cells size; 3.0 MHz incoherent pings with the cell size optimized based on the current water depth; and 1.0 MHz incoherent pings with the cell size optimized based upon the current water depth. The system tracks velocity and depth on a second-by-second basis, updating the ping types and processing methods as needed based on changing conditions (SonTek 2016).

The two manual configurations (1.0 MHz and 3.0 MHz incoherent) were tested with the aim to better understand the equipment potentials and limitations. Despite the highest resolution in water velocities obtained with SmartPulseHD, moving-bed velocities measured with this feature were very similar to those obtained with manual configuration schemes.

### **Empirical Formulas**

Five empirical formulas were applied to estimate bedload transport at Taquari river cross section: Meyer-Peter-Müller (1948), Einstein (1950), Einstein-Brown (1950), Kalinske (1947) and Van Rijn (2007). From now on, these methods are referred to by the following acronyms, respectively: MPM, E, EB, K and VR. All the equations developed by these researchers use information such as hydraulic parameters and bed material characteristics to evaluate bedload capacity. The values applied in the equations are space and time averaged, showing a more general and simplified approach than other methods that account for local effects.

### **ISSDOTv2 Method**

In rivers with bed forms, dune tracking is considered an effective way to estimate bedload transport. In this case, successive surveys are performed along a longitudinal bathymetric profile and, based on sediment and bed form characteristics, unit bedload is calculated (Fredsoe 1981; Gaeuman and Jacobson 2007; Hubbell 1964; Simons et al. 1965).

The Integrated Section Surface Difference Over Time (ISSDOTv2) method uses the scour volumes computed from the difference plots of time-sequenced bathymetric data to estimate bedload transport (Abraham et al. 2011; Abraham et al. 2015; Shelley et al. 2013). This method



is represented by Equation 3, which is mathematically equivalent and dimensionally homogeneous to Equation 4 developed by Richardson et al. (1961). The main advantage of ISSDOTv2 method is that Equation 3 is applied over a longitudinal profile, while Equation 4 requires individual application on each dune found along the profile.

$$q_{b,ISSDOTv2} = \frac{(1 - p) \cdot \rho_s \cdot V}{1.82 \cdot \Delta t_{bat} \cdot N_d} \quad (3)$$

where  $q_{b,ISSDOTv2}$  is the bed-material load moving in the sand wave computed by the ISSDOTv2 method (in kg/s),  $\rho_s$  is the density of sand (adopted as 2,650 kg/m<sup>3</sup>),  $p$  is the porosity of sand (adopted as 0.4), 1.82 is a constant that accounts for the non-triangular shape of dunes,  $N_d$  is the number of dunes along the longitudinal profile and  $V$  is the scoured volume during the time interval  $\Delta t_{bat}$  between the bathymetric surveys.

$$q_b = \frac{(1 - p) \cdot v_d \cdot H_d \cdot \rho_s}{2} \quad (4)$$

where  $v_d$  is the dune speed (celerity) and  $H_d$  is the dune height.

The condition to apply the methodology is that the scoured volumes are equal to (or very close to) the depositional volumes. In rivers, unlike laboratory experiments, this condition is rarely observed, since flow is unsteady and the interaction between turbulence and high shear stresses results in suspension of bed-material. Some of these suspended sediment particles might travel downstream and deposit on a different dune from which it was originated, thus adding depositional volume to other dune. Abraham et al. (2015) recommend scour-deposition ratios between 0.8 and 1.2 (20% variation), otherwise the profile is considered unsuitable for the method.

Furthermore, a systematic bias inherent in the methodology underestimates the results. This error is related to the dune celerity and to the time interval between measurements. In the process of subtracting longitudinal bathymetric profiles, some scour volumes are not computed (triangles C and D in Fig. 3). The larger the time interval and the dunes celerity, the greater the not computed volumes and the lower the calculated bedload. Shelley et al. (2013) established a procedure to correct this systematic bias (Equation 5), allowing the application of the ISSDOTv2 method with large time intervals.

$$q_{b,ISSDOTv2,corr} = q_{b,ISSDOTv2} + \frac{v_d^2 \cdot \Delta t_{bat} \cdot H_d}{2 \cdot \lambda} \quad (5)$$

where  $q_{b,ISSDOTv2,corr}$  is the corrected dune transport rate and  $\lambda$  is the dune wavelength.

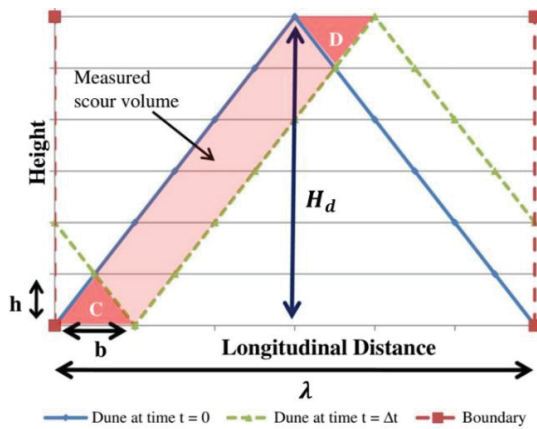
As seen, the method requires values of length, height and celerity of dunes, but in a longitudinal profile there may be dunes with varying dimensions. Aiming to attenuate subjectivity in the definition of these parameters, it was applied a methodology (described in



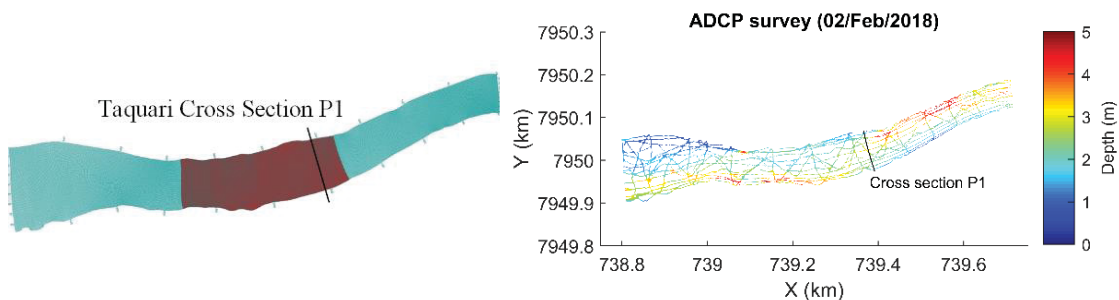
the next section) based on the use of robust spline filters and continuous wavelet transforms (Gutierrez et al. 2013; Gutierrez et al. 2018).

The ISSDOTv2 method was applied in the central region of the study area (Fig. 4), in a reach approximately 300 m long and with 85 longitudinal profiles spaced approximately 1.15 m. This area comprises the cross section P1. Only 33 profiles were selected (39%), because they presented scour-deposition ratios within the range of 20% (0.8 to 1.2). Bedload was calculated for each selected profile and subsequently corrected according dune geometric characteristics obtained from wavelet analysis. The results were extrapolated to the region where profiles were discarded. The total bedload transport at the cross section was calculated integrating all longitudinal swaths.

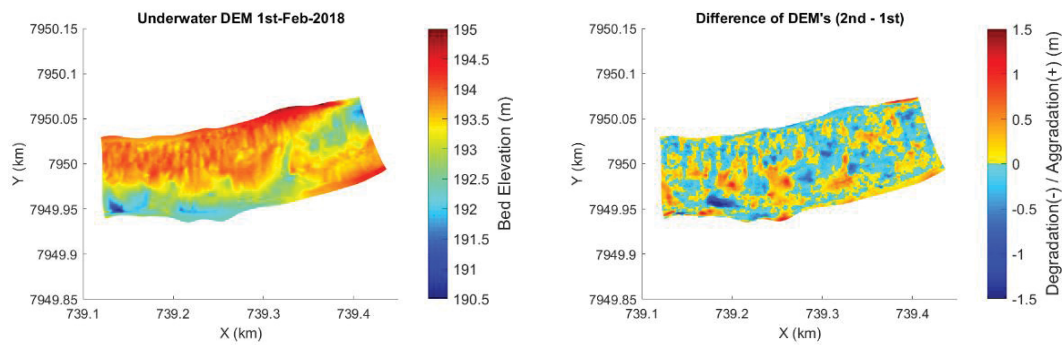
Fig. 5 illustrates the underwater DEM (01/Feb/2018) of the region where ISSDOTv2 method was applied. By the plot difference of the two DEM's (02/Feb/2018 – 01/Feb/2018), areas with aggradation and degradation between the surveys were identified.



**Fig. 3.** Schematic showing the systematic bias due to not computed scour volumes (from Shelley et al. 2013).



**Fig. 4.** Left: river reach where ISSDOTv2 method was applied. Right: boat track lines covered by ADCP surveys (depth + water speed).



**Fig. 5.** Left: underwater DEM (01/Feb/2018) of region where ISSDOTv2 method was applied. Right: difference of DEM's showing regions of aggradation (+) and degradation (-) between the surveys.

### Spline Filters And Wavelet Transforms

Since bed forms can be interpreted as harmonic variations, they can be decomposed through mathematical analysis for waves or oscillatory systems. Available techniques include: spectral analysis, moving average smoothing techniques, fractal theory, logistic regression, among others.

In this work, it was applied a methodology developed by Gutierrez et al. (2013) based on the use of robust spline filters and continuous wavelet transforms to discriminate bed forms geometry. This technique overcomes the limitations of Fourier Transform used in spectral analysis, as it can be applied in non-stationary, intermittent, aperiodic, discontinuous, nonlinear and three-dimensional processes, such as river bed morphology.

The algorithm of the spline filter uses a penalized least squares method and smooths uniformly sampled data through the discrete cosine transform. The wavelet function used is the Morlet function, which can capture frequencies in the ripples scale (wavelength less than 60 cm), although the measurement resolution was lower.

In this methodology, continuous wavelet analysis is performed on the original signal (bathymetric longitudinal profile: elevation or depth), generating a global wavelet spectrum that provides information about bed form wavelengths with greater frequency and intensity. Then, the spline filter is applied sequentially to the original signal and its derivatives, using the transformed wavelet analysis with the characteristic lengths obtained from the global spectrum to decompose and hierarchize the bed form profile into three categories.

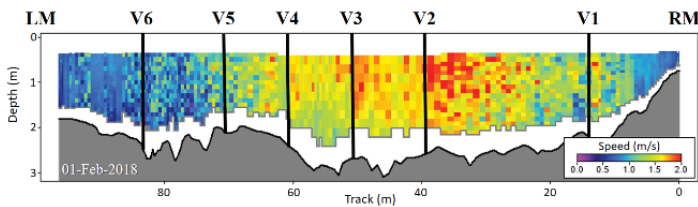
Usually, the first hierarchy corresponds to ripples or small dunes (wavelength in the order of 5 m), the second hierarchy is associated with medium (10 m) or large (100 m) dunes and the third hierarchy comprises mega-dunes or bars. The sum of the signals of the three hierarchies results in the original signal. More details about the methodology can be found in Gutierrez et al. (2013; 2018) and Torrence and Compo (1998).

## RESULTS

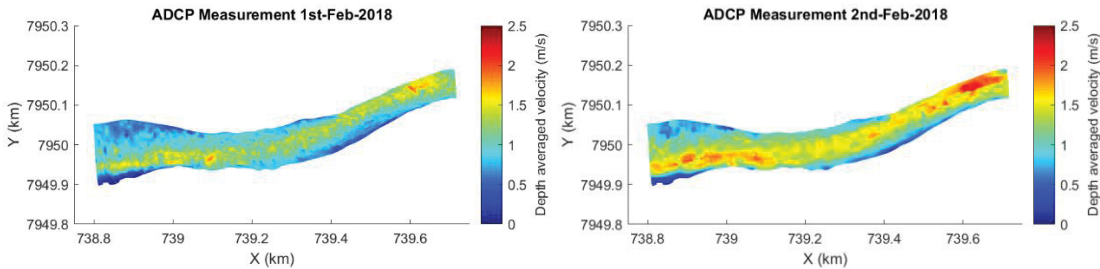
### Flow Velocity And Grain Size

During the field campaign (31/Jan/2018, 01/Feb/2018 and 02/Feb/2018), measurements were carried out at cross section P1 (Fig. 6, Table 2). On these days, respectively, discharges were 226 m<sup>3</sup>/s, 261 m<sup>3</sup>/s and 373 m<sup>3</sup>/s, mean flow velocity varied from 1.1 m/s to 1.3 m/s, mean water depth varied from 2.0 m to 2.3 m and cross section width was around 110 m.

Average water slope was 15-25 cm/km along the 1.0 km studied reach. River bed is mobile and composed by large bars with superimposed dunes and ripples. Bedload mainly consists of fine sand ( $0.125 \text{ mm} < d < 0.250 \text{ mm}$ ) and medium sand ( $0.250 \text{ mm} < d < 0.500 \text{ mm}$ ). Fig. 7 shows depth averaged velocities mapped along the river reach after ADCP surveys on two consecutive days.



**Fig. 6.** Flow velocity measured with ADCP at cross section P1 on 01/Feb/2018. Vertical black lines are the positions of moving-bed tests and where bedload samples were collected.



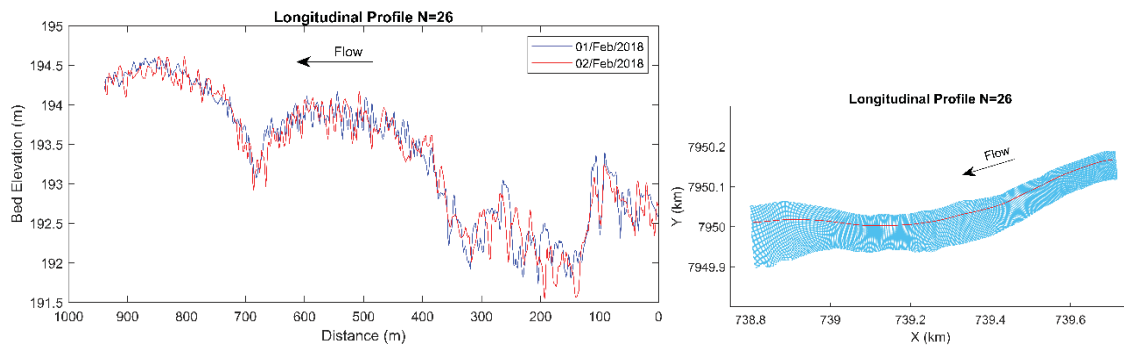
**Fig. 7.** Depth averaged velocities measured with ADCP and interpolated along the river reach.

**Table 2.** Measured and estimated hydraulic parameters at Taquari river, cross section P1.

Parameters	31/Jan/2018	01/Feb/2018	02/Feb/2018
Water Level (cm)	148	163	177
Discharge (m <sup>3</sup> /s)	226	261	373
Mean Flow Velocity (m/s)	1.13	1.18	1.33
Cross Section Area (m <sup>2</sup> )	200.3	221.4	280.4
Width (m)	101.3	109.4	120.8
Mean Depth (m)	1.98	2.02	2.32
Hydraulic Radius (m)	1.85	1.81	2.30
Water Slope (cm/km)	15	25	25
D50% (mm) (bedload)	0.268	0.274	-
D90% (mm) (bedload)	0.397	0.406	-
D50% (mm) (bed material)	0.302	-	-
D90% (mm) (bed material)	0.418	-	-
Transport Stage	11.4	12.5	15.7
Manning's n (s.m <sup>-1/3</sup> )	0.016	0.020	0.021

### Bed Form Characteristics

After the correction and interpolation of bathymetric data on the curvilinear grid, longitudinal bed profiles were extracted from the underwater DEM. Fig. 8 shows a pair of longitudinal bed profiles (at grid position N=26) measured at Taquari river on 01/Feb/2018 (blue) and 02/Feb/2018 (red). This pair of profiles met the selection criteria for use in the ISSDOTv2 method, i.e. presented erosion-deposition ratio within the range [0.8-1.2]. Inconsistencies observed in some profiles might be related to bathymetric data interpolations on the grid.

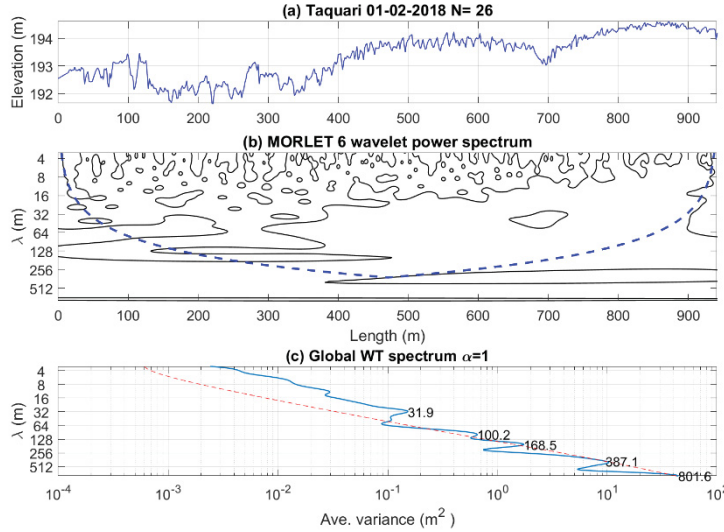


**Fig. 8.** Pair of longitudinal bed profiles (at N=26) measured at Taquari river.

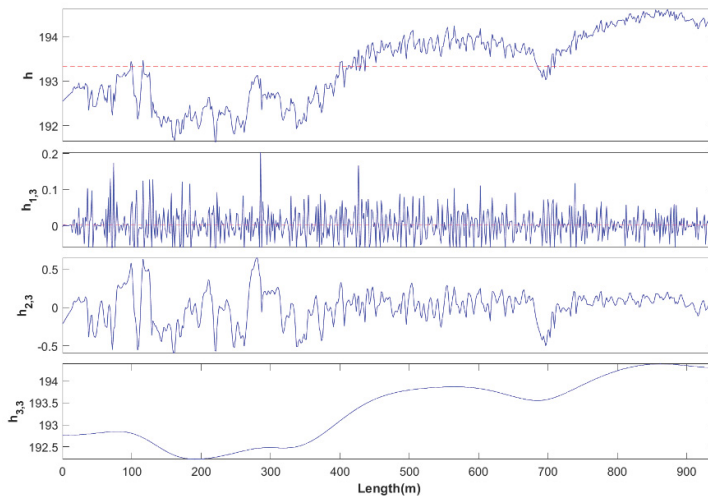
Despite the possibility to identify dunes along the illustrated profiles, it is difficult to establish by visual inspection what is the height, wavelength and celerity of bed forms. Intending to decrease subjectiveness on personal interpretation while determining geometries and dimensions, it was applied the methodology developed by Gutierrez et al. (2013; 2018).

The first wavelet analysis was performed on the original signal (longitudinal bed elevation profile) and generated a global wavelet spectrum indicating the most frequent bed form wavelengths. Fig. 9 presents the first step results for the profile N=26 (01/Feb/2018). The wavelet power spectrum contours show the spatial distribution of wavelengths ( $\lambda$ ), with a 95% confidence interval, and the cone of influence (dashed blue line) discriminates reliable from spurious local power spectrum results. The global wavelet power spectrum indicates the main wavelength frequencies found at the analyzed profile (peaks located at the right of the dotted red line correspond to wavelengths at 95% of the confidence level). Characteristic wavelengths for the presented profile are: 14 m, 32 m, 100 m, 168 m and 387 m.

On second step, longitudinal bed forms were decomposed and hierarchized based on the wavelengths previously found. Three hierarchies were defined: the first referring to small dunes; the second associated with medium or large dunes; and the third hierarchy comprising mega-dunes or bars. Fig. 10 illustrates the decomposition of the longitudinal profile N=26 (01/Feb/2018).



**Fig. 9.** Wavelet analysis for profile N=26 on 01/Feb/2018. Flow occurs from left to right. a) Longitudinal bed elevation; b) spatial distribution of wavelengths ( $\lambda$ ), through wavelet power spectrum contours using Morlet function; c) global wavelet power spectrum, indicating the main wavelength frequencies.



**Fig. 10.** Wavelet-spline discrimination for longitudinal bed form profile N=26 on 01/Feb/2018, with heights and wavelengths of the 3 hierarchies, where:  $h$  represents the original signal, i.e. the measured bed elevations (m);  $h_{1,3}$  is the first hierarchy (small dunes);  $h_{2,3}$  is the second hierarchy (medium and large dunes); and  $h_{3,3}$  is the third hierarchy (bars). Flow occurs from left to right. Values are in meters.

The results from the wavelet transforms provided information to analytically quantify bed form dimensions so that ISSDOTv2 method could be applied with the correction term. Nevertheless, it was necessary to visually assess dunes celerity from the selected longitudinal profiles. As there are different dunes with varying sizes and speeds along a profile, it was necessary to make rough estimations to establish a unique dune celerity value for use in Equation 5. Thus, it was not possible to use the same objectivity as in the wavelets methodology.

For each selected longitudinal profile, it was established a value for the parameters: dune

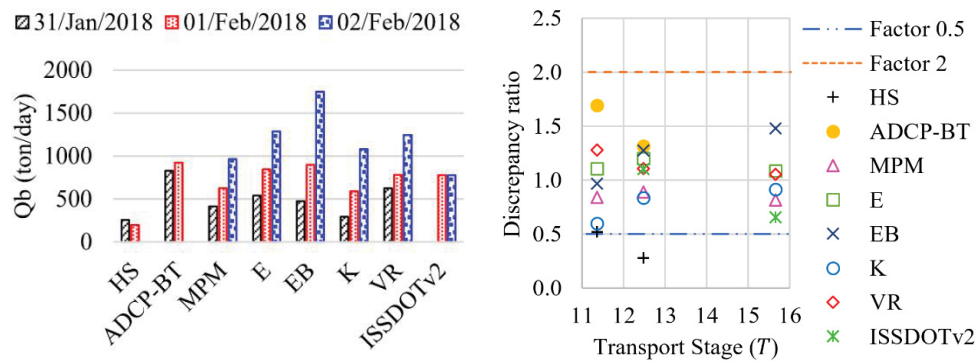


wavelength ( $\lambda$ ), dune height ( $H_d$ ) and dune celerity ( $v_d$ ). The observed variations between the profiles were:  $30 < \lambda < 80$  (m);  $0.2 < H_d < 0.8$  (m);  $1 < v_d < 20$  (m/day).

### Total Bedload Transport

The total bedload transport is the mass (or volume) of bedload which passes through a cross section during a defined time interval. Fig. 11 (left) shows the total bedload transport at cross section P1 computed by 5 empirical equations (MPM, E, EB, K and VR), Helley-Smith (HS) samples, moving-bed testes (ADCP-BT) and ISSDOTv2 method. The predictions were made for the three consecutive surveyed days, when discharges were  $226 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $261 \text{ m}^3/\text{s}$  and  $373 \text{ m}^3/\text{s}$ , respectively. However, the result of ISSDOTv2 method represents the mean bedload transport between the last two days (776 ton/day), since it uses longitudinal profiles from two DEM generated with bathymetric data measured on two hydraulic conditions (01/Feb/2018 and 02/Feb/2018).

The average total bedload transport of all methods are: 490 ton/day (31/Jan/2018), 704 ton/day (01/Feb/2018) and 1182 ton/day (02/Feb/2018). The accuracy of the methods is evaluated in terms of a discrepancy ratio, defined as the ratio of the computed total bedload of each method and the average of all methods. Fig. 11 (right) shows the discrepancy ratios as a function of the transport stage (Equation 6), which represents the dimensionless excess bed shear stress. Several authors consider the methods to give consistent sediment transport rates when the discrepancy ratio is between 0.5 and 2 (Batalla 1997; Claude et al. 2012; Haddadchi et al. 2013; López et al. 2014; Van Rijn 1984; Yang 1977). This condition was met for all estimates on both days, except for one HS measurement on 01/Feb/2018.



**Fig. 11.** Left: total bedload estimates at cross section P1. Right: discrepancy ratios of bedload estimates.

$$T = \frac{(u'_*)^2 - (u_{*cr})^2}{(u_{*cr})^2} \quad (6)$$

$$u'_* = \frac{\bar{u}}{5.75 \cdot \log\left(\frac{12h}{3d_{90}}\right)} \quad (7)$$

where  $T$  is the transport stage parameter (or excess shear parameter),  $u'_*$  is the bed shear velocity



related to grains,  $u_{*cr}$  is the critical bed shear velocity according to Shields,  $\bar{u}$  is the depth-averaged flow velocity (m/s),  $h$  is the water depth (m) and  $d_{90}$  represents the grain size of the superficial bed sediment for which 90% of the particles are lower in weight.

The lowest sediment transport rates were estimated by HS on first two days (this method was not applied on the third day) and by Meyer-Peter-Müller equation on third day (disregarding the ISSDOTv2 method, which represents the mean bedload between last two days). It is important to understand that HS measurements are subject to several errors and uncertainties, such as sampler nozzle obstruction, bed disturbance, resuspension of bed sediments, misalignment of sampler, dunes influence, mesh clogging and other issues. Although it was not possible to identify the specific factors that caused the lower rates, it is known that the HS sampler often underestimates bedload. Anyway, the order of magnitude of the computed total transport was useful in the comparisons with other methods.

The maximal sediment transport rates on the first two days were estimated with ADCP-BT (this method was not applied on the third day). A possible reason for the higher values is related to the parameter  $c_b$  (sediment concentration in bedload layer) in Equation 1, which is commonly calculated as showed in Equation 2. This general approach is equivalent to adopt the maximum possible concentration in bedload layer. Other values of concentration were not investigated in this work, but could lead to more accurate results.

The maximal sediment transport rate on 02/Feb/2018 was predicted by Einstein-Brown equation. When the Shields parameter ( $\Psi$ ) is high, EB equation begins to consider a portion of the suspended (fine) sediment as bedload (on last day, Shields parameter was calculated as  $\Psi = 1.3$ ). This is the main reason for the higher bedload computed on this day, when the discharge severely increased (+43% in relation to previous day).

It is noteworthy that the applied empirical formulations predict the maximum bedload transport rate which a flow in equilibrium can produce, given the local hydraulic and sedimentological conditions. This transport capacity may not be equal to actual transport if the channel is undergoing aggradation or degradation processes. Since it is difficult to determine when this capacity is reached, the use of field-measured data to check the validity of the transport equations (and vice-versa) is an approximation and must be carried out with caution.

## CONCLUSIONS

In this paper, different methods were employed to estimate bedload sediment transport in a sandbed river. One of them was a dune tracking method called ISSDOTv2 (Integrated Section Surface Difference Over Time, version 2) (Abraham et al. 2011; Abraham et al. 2015; Shelley et al. 2013). The main advantage of this methodology in relation to other similar methods based

on bed form migration rates is that ISSDOTv2 does not require the identification of individual bed forms. In cases where this individual delineation is difficult due to complex bed morphology, the method is especially useful and superior in terms of both convenience and accuracy.

The discrimination of geometric characteristics of bed morphology is although necessary to correct a systematic bias inherent in the ISSDOTv2 method. In order to minimize subjectivity in this process, an algorithm based on the use of robust spline filters and continuous wavelet transforms (Gutierrez et al. 2013; Gutierrez et al. 2018) was applied. The procedure proved to be an efficient tool for data analysis and allowed to hierarchize wavelengths with different periodicities in longitudinal bed profiles.

Besides ISSDOTv2 method, bedload transport rates were computed from Helley-Smith samples, moving-bed tests using ADCP (Bottom Tracking feature) and five empirical equations (Einstein 1950; Einstein-Brown 1950; Kalinske 1947; Meyer-Peter and Müller 1948; Van Rijn 2007). Results were consistent, with discrepancy ratios between 0.5 and 2, except for one Helley-Smith measurement which subestimated bedload transport. Despite the uncertainties associated to this mechanical trap, especially in rivers with dunes, the estimated values were useful in comparisons with other methods and have the same order of magnitude.

Field measurements were carried out during a flood season on a river with high sediment transport, when transport stages were between 12 and 16. Beyond discharges at the main cross section and moving-bed tests at six verticals along the cross section, ADCP was employed to simultaneously measure flow velocities and bathymetry across 1.0 km long of the study area.

Data collected with ADCP may be used for purposes other than those used in the present work. Williams et al. (2013), for instance, employed dense observations of depth and flow velocity acquired from an ADCP to calibrate and validate a hydrodynamic model implemented for a braided river. With this regard, data collected at Taquari river were also used in a three-dimensional hydrosedimentological modelling with Delft3D software (Deltares 2018), which results are not shown here due the lack of space.

The simultaneously collected and spatially distributed values of depths and water velocities are extremely useful to map hydrodynamic and sedimentological behaviors, increasing the understanding of local physical processes. Additionally, the application of these point data with empirical formulations such as Van Rijn (2007) allow the analysis of bedload transport distribution across the monitored area, overcoming the limitations inherent to cross section estimates. Although this procedure was not shown in this paper, some preliminary results indicates good agreement with total bedload transport rates presented here.

## DATA AVAILABILITY STATEMENT

All data that support the findings of this study are available from the corresponding author upon reasonable request.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This research was partially funded by a CNPq (Conselho Nacional de Pesquisa – National Research Council) productivity stipend (no. 8786885193878624, call: CNPq N° 12/2017). We would like to cordially thank the Federal University of Mato Grosso do Sul (UFMS) and Federal University of Paraná (UFPR) for logistic support and financing during field surveys. The support and assistance provided by other researchers from UFMS and UFPR during field activities was also critical to successful data collection. We would also like to thank the labs (LAMIR, LABEAM, LAQUA and HEROS) for analyzing the sediment samples.

## NOTATION LIST

The following symbols are used in this paper:

$H_d$	-	dune height
$N_d$	-	number of dunes along the longitudinal profile
$Q_b$	-	total bedload transport at cross section
$T$	-	transport stage parameter
$V$	-	scoured volume during the time interval $\Delta t_{bat}$
$c_b$	-	sediment concentration in bedload layer
$d_{90}$	-	grain size of the superficial bed sediment for which 90% of the particles are lower in weight
$h$	-	water depth
$p$	-	porosity of sand
$q_{b,ISSDOTv2,corr}$	-	corrected dune transport rate (from ISSDOTv2 method)
$q_{b,ISSDOTv2}$	-	bedload computed by the ISSDOTv2 method
$q_{b,ADCP}$	-	bedload transport estimated with ADCP (Bottom Tracking)
$q_b$	-	bedload transport
$\bar{u}$	-	depth-averaged flow velocity
$u'_*$	-	bed shear velocity related to grains
$u_{*cr}$	-	critical bed shear velocity according to Shields
$v_{MB}$	-	moving-bed velocity
$v_d$	-	dune speed (celerity)
$\delta_b$	-	thickness of bedload layer

512	$\rho_s$	-	density of sand
513	$\Delta t_{bat}$	-	time interval between the bathymetric surveys
514	$\Psi$	-	Shields parameter
515	$\lambda$	-	dune wavelength

## 516 REFERENCES

- 517 Abraham, D., Kuhnle, R. A., Odgaard, A. J. (2011). Validation of Bed-Load Transport Measurements  
518 with Time-Sequenced Bathymetric Data. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 137, n. 7, p. 723–728.
- 519 Abraham, D., McAlpin, T., May, D., Pratt, T., Shelley, J. (2015). Update on ISSDOTv2 Method for  
520 Measuring Bed-Load Transport with Time Sequenced Bathymetric Data. Nevada, USA: [s.n.].
- 521 Batalla, R. J. (1997). Evaluating bed-material transport equations using field measurements in a sandy  
522 gravel-bed stream, Arbúcies river, NE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 22, n. 2, p.  
523 121–130.
- 524 Beschta, R. L. (1981). Increased bag size improves Helley-Smith bed load sampler for use in streams  
525 with high sand and organic matter transport. *Erosion and Sediment Transport Measurement*  
526 (Proceedings of the Florence Symposium, June 1981). IAHS Publ. no. 133.
- 527 Brown, C. B. (1950). Sediment Transportation. Chapter XII *Engineering Hydraulics*. H. Rouse. New  
528 York, N.Y, John Wiley and Sons.
- 529 Bunte, K.; Hogan, T.; Klema, M.; Thornton, C. (2019). Testing hydraulic efficiency of three pressure-  
530 difference samplers while varying flows and bag properties (mesh size , weave density, fill level).  
531 *SEDHYD 2019 11th Federal Interagency Sedimentation and 6th Hydrologic Modeling Conference*.  
532 Proceedings, p. 7, Reno, USA.
- 533 Claude, N., Rodrigues, S., Bustillo, V., Bréhéret, J. G., Macaire, J. J., Jugé, P. (2012). Estimating  
534 bedload transport in a large sand-gravel bed river from direct sampling, dune tracking and empirical  
535 formulas. *Geomorphology*, v. 179, p. 40–57.
- 536 Deltares. (2018). Delft3D-FLOW, User Manual. [S.l: s.n.].
- 537 Edwards, T. K. and Glysson, G. D. (1999). Field methods for measurement of fluvial sediment.  
538 Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey. Book 3, Chapter 2.  
539 [S.l: s.n.].
- 540 Einstein, H. A. (1950). The Bed-Load Function for Sediment Transportation in Open Channel Flows.  
541 *Technical Bulletin n. 1026*. Washington: [s.n.].
- 542 Fredsoe, J. (1981). Unsteady flow in straight alluvial streams. Part 2. Transition from dunes to plane  
543 bed. *Journal of Fluid Mechanics*, v. 102, p. 431–453.
- 544 Frings, R. M. and Vollmer, S. (2017). Guidelines for sampling bedload transport with minimum  
545 uncertainty. *Sedimentology*, LIDO, v. 64, n. 6, p. 1630–1645.
- 546 Gaeuman, D. and Jacobson, R. B. (2007). Field assessment of alternative bed-load transport estimators.  
547 *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 133, n. 12, p. 1319–1328.

- Galdino, S., Vieira, L. M., Pellegrin, L. A. (2006). Impactos Ambientais e Socioeconômicos na Bacia do Rio Taquari - Pantanal. Corumbá, MS: *Embrapa Pantanal*.
- Gutierrez, R. R., Abad, J. D., Parsons, D. R., Best, J. L. (2013). Discrimination of bed form scales using robust spline filters and wavelet transforms: Methods and application to synthetic signals and bed forms of the Río Paraná, Argentina. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, v. 118, n. 3, p. 1400–1419.
- Gutierrez, R. R., Mallma, J. A., Núñez-González, F., Link, O., Abad, J. D. (2018). Bedforms-ATM, an open source software to analyze the scale-based hierarchies and dimensionality of natural bed forms. *SoftwareX*, v. 7, p. 184–189.
- Haddadchi, A., Omid, M. H., Dehghani, A. A. (2013). Bedload equation analysis using bed load-material grain size. *Journal of Hydrology and Hydromechanics*, v. 61, n. 3, p. 241–249.
- Hamilton, S. K., Sippel, S. J., Melack, J. M. (1996). Inundation patterns in the Pantanal wetland of South America determined from passive microwave remote sensing. *Arch. Hydrobiol*, v. 137, n. 1, p. 1–23.
- Hubbell, D. W. (1964). Apparatus and Techniques for Measuring Bedload. *Geological Survey Water-Supply Paper*, v. 1748, p. 74.
- Kostaschuk, R., Villard, P., Best, J. (2004). Measuring Velocity and Shear Stress over Dunes with Acoustic Doppler Profiler. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 130, n. 9, p. 932–936.
- Latosinski, F. G., Szupiany, R. N., Guerrero, M., Amsler, M. L., Vionnet, C. (2017). The ADCP's bottom track capability for bedload prediction: Evidence on method reliability from sandy river applications. *Flow Measurement and Instrumentation*, v. 54, p. 124–135.
- López, R., Vericat, D., Batalla, R. J. (2014). Evaluation of bed load transport formulae in a large regulated gravel bed river: The lower Ebro (NE Iberian Peninsula). *Journal of Hydrology*, v. 510, p. 164–181.
- Mercante, M. A., Garnés, S. J. A., Paiva, L. A., Santos, E. T., Nogueira, A. X. (2007). Alterações causadas por avulsão no rio Taquari, no Pantanal Mato-Grossense. *RA'E GA*, v. 13, p. 75–84.
- Meyer-Peter, E. and Müller, R. (1948). Formulas for Bed-Load Transport. Stockholm. [s.n.], p. 39–64.
- Mueller, D. S. (2016a). QRev - Software for Computation and Quality Assurance of Acoustic Doppler Current Profiler Moving-Boat Streamflow Measurements - Technical Manual for Version 2.8. U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1068, n. March, p. 79.
- Mueller, D. S. (2016b). QRev - Software for Computation and Quality Assurance of Acoustic Doppler Current Profiler Moving-Boat Streamflow Measurements - User's Manual for Version 2.8. U.S. Geological Survey Open-File Report 2016-1052, n. March, p. 50.
- Mueller, D. S. and Wagner, C. R. (2009). Measuring Discharge with Acoustic Doppler Current Profilers from a Moving Boat. *Geological Survey Techniques and Methods*, 3A-22.
- Pitlick, J. (1988). Variability of Bed Load Measurement. *Water Resources Research*, v. 24, n. 1, p. 173–177.

- Rennie, C. D. and Millar, R. G. (2007). Deconvolution technique to separate signal from noise in gravel bedload velocity data. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 133, n. 8, p. 845–856.
- Rennie, C. D., Millar, R. G., Church, M. A. (2002). Measurement of Bed Load Velocity using an Acoustic Doppler Current Profiler. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 128, n. 5, p. 473–483.
- Richardson, E. V., Simons, D. B., Posakony, G. J. (1961). Sonic Depth Sounder for Laboratory and Field Use. *Geological Survey Circular*, Washington, n. 450, p.7.
- Shelley, J., Abraham, D., McAlpin, T. (2013). Removing Systemic Bias in Bed-Load Transport Measurements in Large Sand-Bed Rivers. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 139, n. 10, p. 1107–1111.
- Simons, D. B., Richardson, E. V., Nordin, C. F. (1965). Bedload equation for ripples and dunes. *Geological Survey Professional Paper*, v. 462-H, p. 1–9.
- SonTek. (2014). HydroSurveyor User's Manual, Software Version 1.5, Firmware Version 3.80. San Diego, USA.
- SonTek. (2016). RiverSurveyor S5 and M9 System Manual, Firmware Version 4.02. San Diego, USA.
- Torrence, C. and Compo, G. P. (1998). A Practical Guide to Wavelet Analysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 79, n. 1, p. 61–78.
- Van Rijn, L. C. (1984). Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering - ASCE*, v. 110, n. 10, p. 1431–1456.
- Van Rijn, L. C. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. I: Initiation of Motion, Bed Roughness, and Bed-Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, v. 133, n. 6, p. 649–667.
- Vericat, D.; Church, M.; Batalla, R. J. (2006). Bed load bias: Comparison of measurements obtained using two (76 and 152 mm) Helley-Smith samplers in a gravel bed river. *Water Resources Research*, v. 42, n. 1, p. 1–13.
- Villard, P. V. and Church, M. (2003). Dunes and associated sand transport in a tidally influenced sand-bed channel: Fraser River, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, n. 1, p. 115–130.
- Villard, P., Church, M., Kostaschuk, R. (2005). Estimating Bedload in Sand-Bed Channels Using Bottom Tracking from an Acoustic Doppler Profiler. *Fluvial Sedimentology VII*, p. 197–209.
- Williams, R. D., Brasington, J., Hicks, M., Measures, R., Rennie, C. D., Vericat, D. (2013). Hydraulic validation of two-dimensional simulations of braided river flow with spatially continuous aDcp data. *Water Resources Research*, v. 49, n. 9, p. 5183–5205.
- Yang, C. T. (1977). The movement of sediment in rivers. *Geophysical Surveys*, v. 3, n. 1, p. 39–68.
- Yorozuya, A., Kanno, Y., Kazuhiko, F., Okada, S. (2010). Bed-load discharge measurement by ADCP in actual rivers. *River Flow*, p. 1687–1692.